F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE

GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

1

TOMUL 23
1978

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil :

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct :

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri :

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste Romania, prof. BUJOR ALMĂJAN, prof. DAN RĂDULESCU, dr. POMPILIU ȘOIGAN

Secretar de redacție :

Dr. N. ANASTASIU

În țară, abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Departament Export-Import, Presă, P.O.Box 136—137, telex 011226, București, str. 13 Decembrie nr. 3, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie".

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM, Département d'Exportation-Importation Presse, Boîte postale 136—137, telex 011226, Bucarest, str. 13 Decembrie 3, Roumanie, ou à ses representants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE—GEOLOGIE
Calea Victoriei nr. 125, R — 71021
București 22, sectorul 1
tel. 50.76.80

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei nr. 125, R — 71021
București 22, sectorul 1
tel. 50.76.80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 23 1978 nr. 1

SUMAR

Pag.

NICOLAE PETRULIAN, LIVIA STECLACI, RADU JUDE, RODICA POPESCU, ANGHEL CIORAN, Contribuţii la studiul mineralogic şi geochimic al mineralizaţiei cuprifere de la Roşia-Poieni (Munţii Metaliferi) 3

H. G. KRÄUTNER, Un model pentru interpretarea vîrstelor K/Ar în roci vulcanice tinere 19

KLAUS GUNNESCH, MARINA GUNNESCH, Formaţiunile cristalofiliene din sud-estul Munţilor Almăjului (Banat) 23

ANDREI GURĂU, Semnificaţia genetică a coeficienţilor de corelaţie dintre elementele metalice din zăcămintele de sulfuri polimetalice 33

VASILE MANILICI, AURELIA DUMITRESCU, Temperaturile proceselor de metamorfism hidrotermal ale vulcanitelor din România 43

DUMITRU PARASCHIV, CORNELIA PARASCHIV, Zona şisturilor verzi şi relaţiile ei cu celelalte unităţi ale vorlandului Carpaţilor Orientali din România 49

I. MARINESCU, Asupra vîrstei flişului de Corbu din Maramureş (Carpaţii Orientali) 59

C. VINOGRADOV, I. COSTEA, DOINA COMŞA, Microfaciesuri jurasice superioare din Platforma Moesică corelate cu depozite sincrone din zone învecinate 65

DENISA LUPU, JAQUES SORNAY, Noi date biostratigrafice asupra senonianului din regiunea Vidra (Munţii Metaliferi) 73

G. PITULEA, DENISA LUPU, Contribuţii la cunoaşterea biostratigrafiei senonianului din Depresiunea Sălciua (Munţii Apuseni) 83

NIŢA TĂTĂRÂM, Contribuţii la studiul paleogenului din regiunea Brebu—Podu Cheii — Pietriceaua (Carpaţii Orientali, la est de valea Doftanei) 95

TEODOR JOJA, EUGENIA MANOLIU, Asupra prezenței unor macroforaminifere în orizontul calcarului de Pasieczna din flișul eocen de la Gura Putnei, pe valea Sucevei 103
VICTOR MOISESCU, Tentativă de clasificare a unităților litostratigrafice ale oligocenului inferior și mediu din regiunea Cluj (NV Transilvaniei) în lumina recomandărilor ghidului internațional de clasificare, terminologie și uz stratigrafic 111
EUGEN NICORICI, BICA IONESI, Studiul pectinidelor badeniene din nordestul Platformei Moldovenești 119
IOAN PAPAIANOPOL, Caladacnele din Bazinul Dacic 133
VIORICA PAVNOTESCU, ION ANDREESCU, Asupra unor prosodacnine din ponțianul de la Boteni (jud. Argeș) 143
RĂZVAN GIVULESCU, Stadiul cuncașterii megaflorei neozoice din România (cu o privire specială asupra florelor din Transilvania) 157

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALOGIC ȘI GEOCHIMIC AL MINERALIZAȚIEI CUPRIFERE DE LA ROȘIA-POIENI (MUNȚII METALIFERI)

DE

acad. NICOLAE PETRULIAN, LIVIA STECLACI, RADU JUDE, RODICA POPESCU, ANGHEL CIORAN

Lucrarea de față conține rezultatele studiilor mineralogice și geochimice efectuate asupra mineralizației de la Roșia-Poieni, cunoscută, în parte, de unul dintre autori cu mai mulți ani în urmă (N. Petrulian, 1952), la care se adaugă cercetările recente ale colectivului de față, pe eșantioane provenite din galerii și foraje de explorare.

1. CADRUL GEOLOGIC AL MINERALIZAȚIEI

Mineralizația cupriferă este situată spre ENE de vechea așezare minieră Roșia Montană, pe teritoriul satului Mușca din județul Alba.

Din punct de vedere geologic, regiunea face parte din orogenul alpin al Munților Metaliferi. În limitele ariei mineralizate, regiunea este alcătuită dintr-un fundament de șisturi cristaline ce aflorează mai la nord, în rîul Arieș, peste care se așază formațiuni de fliș cretacic superioare (senoniene), constituite din alternanțe de argile șistoase, marne și aleurolite (siltite) cu gresii cuarțoase micacee. Rocile metamorfice și depozitele sedimentare mezozoice formează soclul unui mare aparat andezitic, generat de erupțiunile fazei a doua din ciclul II vulcanic al Munților Metaliferi. Rocile care alcătuiesc acest edificiu vulcanic sînt reprezentate prin andezite cu amfibol și piroxen și prin andezite amfibolice: andezitul de Poieni, de Fundoaia etc. (R. Ștefan și colab., 1971 R; R. Ștefan, St. Cosma, 1973), similare din punct de vedere petrologic cu andezitele de Barza. Suprastructura aparatului vulcanic a fost în mare parte distrusă de eroziune, zona sa craterială fiind adînc erodată, spre nord, de valea Mușca. Investigațiile geologice mai noi (R. Ștefan, St. Cosma, 1973; G. Moțoi, Olga Ionescu și colab., 1974 R), ca și datele rezultate din explorările geologice cu galerii și foraje ale I.P.E.G. Hunedoara argumentează existența unui corp subvulcanic andezitic (microdioritic), intrus în partea centrală a edificiului vulcanic. Prezența acestei mase intruzive este atestată, pe de o parte, de fenomenele de contact termic, observate în rocile sedimentare senoniene, și, pe de altă parte, de structura holocristalin-microgrăunțoasă a masei fundamentale, observată dealtfel și de noi în 1973, la examenul microscopic. Acest corp subvulcanic s-a instalat, foarte probabil, spre sfîrșitul activității eruptive, în legătură cu mișcările de reajustare a soclului vulcanic. Aceleași mișcări au cauzat de asemenea apariția de fisuri și de zone de brecii, ce se pot vedea mai ales în lucrările miniere de explorare, care au constituit căile de circulație ale

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 3—17, BUCUREȘTI, 1978

soluţiilor mineralizante. Fenomenelor eruptive li se asociază o intensă activitate postmagmatică, metalogenetică.

2. CARACTERELE GENERALE ALE MINERALIZAŢIEI

Mineralizaţia de la Roşia-Poieni este localizată în cea mai mare parte în corpul subvulcanic andezitic (microdioritic) de Fundoaia. Paragenezele mineralogice, morfologia, cît şi amplasamentul geologic corespund, sub toate aspectele, tipului de mineralizaţie cunoscută în literatura geologică sub denumirea de „porphyry copper ore".

Mineralizaţia îmbracă în spaţiu o formă de volbură (Stockwerk), cu contur asimetric, gravitînd spre NV şi care îşi reduce sensibil diametrul secţiunii orizontale de la cota 550 m în profunzime, în paralel cu o creştere a conţinutului în cupru.

Rocile în care este localizată mineralizaţia au suferit intense transformări mineralogice metasomatice, separate de Olga Ionescu, Cecilia Soare şi Maria Gheorghiu (1975) în patru zone: biotitizată, în partea centrală a zăcămîntului, sericitizată, argilizată şi propilitizată sau periferică, ultima făcînd trecerea la roca proaspătă neafectată.

Zona biotitizată sau zona metasomatozei cu silicaţi de potasiu („K-silicates alteration") afectează mai ales roca subvulcanică şi este cauzată e un aport masiv de potasiu care a favorizat substituţia integrală a plagioclazului prin ortoclaz, ortoclaz-micropertit (Olga Ionescu şi colab., 1975) şi totodată a mineralelor femice prin biotit. În această zonă, observaţiile noastre arată că roca are o compoziţie mineralogică simplificată, dată de asocierea feldspatului potasic cu biotit şi mai puţin cu cuarţ, la care se adaugă magnetit şi eventual sulfuri. Metasomatoza potasică, în acest stadiu timpuriu, apare independentă de neoformaţia cuarţului, a anhidritului, sericitului şi a altor minerale hidrotermale. Ea este urmată de un aport de sodiu care determină în plus concreşterile micropertitice şi duce la formarea albitului ce substituie feldspatul ortoclaz.

În zonele periferice ale metasomatozei potasice cu ortoclaz şi biotit devine mai evidentă alteraţia propilitică, caracterizată prin asocierea neomineralelor clorit + rutil + epidot + carbonaţi şi albit. Feldspatul sodic atinge în unele zone proporţii mai puţin obişnuite, substituind andezinul din roca eruptivă (fig. 1).

Sericitizarea şi argilizarea afectează atît andezitul de Fundoaia, cît şi andezitul de Poieni (Olga Ionescu şi colab., 1975) şi constituie, de fapt, aureole hidrotermale în jurul vinelor şi filoanelor de cuarţ cu sulfuri. Aceste transformări se datorează, aşadar, unei metasomatoze mai tardive decît cea potasică. În zona sericitizată predomină sericitul, hidromicele pe lîngă alte minerale argiloase, apoi cuarţ, carbonaţi şi sporadic baritină.

3. STUDIUL MINERALIZAŢIEI

Studiul complex al mineralizaţiei a pus în evidenţă o suită de minerale metalice pe care le prezentăm succint în cele ce urmează (tabelul nr. 2).

Calcopirita ($CuFeS_2$) este principalul mineral metalic și se prezintă ca filonașe milimetrice și submilimetrice, cuiburi și granule răspîndite în roca-gazdă, sau asociate cu minerale de gangă. Uneori însoțește pirita și sporadic sulfosărurile. Se disting două generații de calcopirită: prima (I), dispusă adesea în roca-gazdă, ca granule fine, diseminate (fig. 3) sau ca vinișoare asociate mai ales cu biotit (fig. 4). Substituie magnetitul (fig. 6,12), uneori intens (fig. 7), insinuîndu-se pe toate fisurile și prin pori, într-o structură cu aspect poichilitic (fig. 8), iar alteori se asociază cu bornitul, pe care îl substituie, sau formează structuri grafice (fig. 10). Calcopirita II apare mai ales în partea superioară sau periferică a zăcămîntului împreună cu pirita, pe care o substituie (fig. 5) apoi cu cuarț, printre granulele căruia se strecoară sau îl traversează (fig. 2), și foarte rar cu sulfosărurile.

Magnetitul (Fe_3O_4) este subordonat calcopiritei și distribuit mai neomogen decît acesta. Formează vinișoare cu grosimi de 0,1—3 cm, mai ales în zone de feldspatizare a rocii, precum și granule răspîndite în rocă sau grupate în cuiburi; granulele mai mari sînt adesea cataclazate.

Interesantă este și asociația strînsă cu calcopirita ± bornit (fig. 7, 8) care formează incluziuni uneori orientate cristalografic. Spinelul de fier prezintă stadii de martitizare de diverse intensități (fig. 6).

Pirita (FeS_2) este foarte neomogen răspîndită, mai abundentă spre zonele marginale ale zăcămîntului, apărînd uneori ca filonașe și cuiburi, alteori ca granule diseminate în rocă. Se disting două generații de pirită: o primă generație (I) apare ca cristale de dimensiuni variabile, uneori brecifiate, alteori poroase (fig. 5), răspîndite în rocă sau în cuarț, asociate cu calcopirită, cu blendă, galenă și cu sulfosăruri de Cu. Conține incluziuni extrem de fine de magnetit. Pirita II se găsește în cantitate mică, formînd filonașe dispuse pe marginile magnetitului.

Bornitul (Cu_5FeS_4) este prima sulfură depusă după oxizii de fier. Apare în cantități reduse la adîncimi sub 500 m și formează concreșteri cu calcopirita, uneori cu aspecte grafice (fig. 10). Prezintă alterări sporadice și locale în calcozină și covelină.

Molibdenitul (MoS_2) a fost observat și macroscopic, însă foarte rar, ca cristale lamelare de 2—3 mm, avînd un contur hexagonal. Microscopic este mai frecvent, dar neomogen repartizat, încă de la adîncimi de 100 m, pînă la adîncimi mari. De obicei apare în granule foarte mici în roca-gazdă sau în cuarț, cu oarecare preferință în unele vinișoare de anhidrit (fig. 11) și foarte rar inclus în calcopirită (fig. 12).

Hematitul (*oligistul*, Fe_2O_3) a fost întîlnit rareori ca lamele fine, în rocă, sau ca benzi în cuarț și sulfuri. Se poate vorbi de o primă generație de hematit (I) asociat cu magnetitul și corodat intens de calcopirită (fig. 9), precum și de hematit II, ca paiete prinse în cuarț.

Blenda (ZnS) este semnalată în cantitate mică în galeriile situate mai la suprafață. Prezintă de obicei exsoluții de calcopirită și apare în concreștere cu galena, calcopirita, cuarțul, calcitul, zeolitul și cu sulfosărurile de Cu care o corodează.

Galena (PbS) apare cu totul sporadic, asociată cu blenda și cu sulfosărurile de cupru.

Marcasita (FeS_2) este foarte rară și se asociază cu pirită, calcopirită și uneori cu sulfosăruri de Cu.

Sulfosărurile de Cu au fost observate macroscopic în galeria 5 (Mușca). Sub microscop se pot deosebi trei serii de minerale cu compoziție chimică asemănătoare și proprietăți optice apropiate: seria enargit (Cu_3AsS_4)-famatinit (Cu_3SbS_4); seria luzonit (Cu_3AsSb_4)-stibioluzonit (Cu_3As, Sb_4), ambele cu echilibru deplasat spre termenii arseniferi, și seria tetraedritelor -cu separare de colusit (Cu_3As, SnV, Fe, Te, S_4). Enargitul, subordonat celorlalte sulfosăruri, apare corodat de luzonit și de tetraedrit (fig. 13, 14). Luzonitul este în schimb cel mai răspîndit și se caracterizează în primul rînd printr-o excepțională maclare, vizibilă între nicoli încrucișați (fig. 15). În plus, a fost testat prin atacuri cu reactivi, dintre care HNO_3 dezvăluie o interesantă structură zonară concentrică (fig. 16). Este parțial substituit prin tetraedrit (fig. 14). Sulfosărurile de Cu au incluziuni mici de calcopirită, blendă și galenă. Ele sînt străbătute de filonașe de minerale secundare de cupru, calcozină și covelină.

Mineralele de gangă mai importante sînt reprezentate prin: cuarț, dispus în filoane sau cuiburi, asociat cu toate mineralele metalice; există filonașe de cuarț străbătute de mineralizație, ca și cazuri contrare. De menționat este și anhidritul, în cristale idiomorfe, izolate sau dispuse în rețele de filonașe asociate sau nu cu minerale metalice. Biotitul de neoformație, ca și cloritul, și în parte și sericitul se asociază cu calcopirită și cu magnetit. Celelalte minerale de gangă sînt sporadice și nu au particularități de semnalat.

Mineralele supergene prezente sînt limonitul, Cu nativ, calcozina și covelina.

4. STUDIUL GEOCHIMIC

Studiul geochimic al mineralizației de la Roșia-Poieni se referă atît la distribuția cuprului, elementul major de importanță economică, cît și la elementele minore, legate de principalele minerale metalice și de rocă.

4.1. ELEMENTE MAJORE

Cuprul este singurul element major important economic, care poate fi urmărit geochimic, spre deosebire de fier, a cărui proveniență este polimineralâ și poligenetică.

În vederea stabilirii repartiției cuprului, au fost întocmite histograme. Curbele de frecvență obținute sînt predominant unimodale (asimetrice de stînga sau de dreapta) și uneori multimodale (frecvent bimodale). Cele unimodale ne indică o distribuție discretă a cuprului, în timp ce acelea multimodale, o alternanță de zone mai bogate cu zone mai sărace. Examinarea acestor curbe de repartiție ne-au permis să conturăm o serie de zone de îmbogățire în cadrul ariei mineralizate. Astfel, rezultă că zona bogat mineralizată este asociată paragenetic andezitelor de Fundoaia, iar în cadrul acestora îmbogățirea apare evidentă în părțile centrală și nord-estică ale corpului eruptiv.

4.2. ELEMENTE MINORE

Au fost analizate probe cît mai monominerale din mineralele metalice cît și probe de rocă. Datele de analiză sînt prezentate sintetic în tabelul nr. 1.

Din aceste date rezultă că magnetitul conține permanent Ag, B, Co, Ga și Ni în proporții reduse (10^{-3}%-urme) și Mn, Mo, Ti, V în cantități net superioare ($1-10^{-2}$%). Mn, Co și Ni sînt substituenții izomorfi obișnuiți cu Fe, Ti se datorește parțial incluziunilor fine de ilmenit, iar V este substituent al Ti. În ce privește Mo ($10^{-1}-10^{-2}$%), el provine din granulele de molibdenit, iar Ga($10^{-3}-10^{-4}$%) din impuritățile de gangă. Micile cantități de Ag și B se pare că se datoresc impurificării generale a mineralizației cu aceste elemente.

Calcopirita conține permanent Ag, Mn și Ti, foarte frecvent B, Sn, Bi, Co, Ga, Mo, V, Ni și sporadic Ge, As și Sb însă în cantități variabile. Dintre aceste elemente, putem afirma că Ga, Ti, V, Co, Ni, Mo au aceeași proveniență ca și în cazul magnetitului. Se mai semnalează prezența Sn, Ge, As, Sb, care impurifică soluțiile mineralizante ca elemente disperse și numai foarte rar se concentrează ca sulfosăruri de cupru. Tot elemente de impurificare sînt Ag și Bi, în timp ce B ar putea aparține substanțelor volatile eliberate în timpul procesului de punere în loc a rocilor subvulcanice.

Pirita conține aceleași elemente minore ca și calcopirita, cu unele diferențe cantitative neesențiale și în plus, dar foarte rar, urme de Cd, care provin probabil din eventualele impurități de blendă.

Blenda și galena, minerale intim concrescute care nu pot fi separate, conțin o serie de elemente minore uzuale. Astfel, conțin în cantitate mare ($1-10^{-1}$%) Ag, Cd și Mn, primul substituent spațial obișnuit în galenă, iar următoarele două, substituenți izomorfi în blendă. De asemenea conțin permanent, în cantități mai mici, Ga, Ge, In, Sn, substituenți izomorfi în blendă, iar Bi ca și Ag, substituenți parțiali în PbS. Prezența As și Sb o apreciem ca legată de micile incluziuni de sulfosăruri de Cu conținute de aceste minerale, precum și de impurificarea generală a mineralizației cu aceste elemente.

Probele constituite din concreșterea de sulfosăruri de Cu se individualizează prin prezența în cantitate mare (peste 1%) a As, Sb, Fe, Zn, ceea ce confirmă prezența tetraedritului, a enargitului și luzonit-stibioluzonit și permit precizări asupra compoziției atît de variabile a acestora. Conținuturile net superioare de As (1—10%) față de Sb ($1-10^{-1}$) confirmă, pe de o parte, preponderența termenilor arseniferi — enargit și luzonit —, iar, pe de altă parte, presupunerea că însuși tetraedritul este arsenifer, mai apropiat de compoziția tenantitului. Analizele mai precizează că varietatea de tetraedrit prezentă în această mineralizație nu este decît puțin argentiferă ($10^{-1}-10^{-2}$% Ag). În plus, probele menționate conțin în cantitate mică elemente ca : Sn ($10^{-1}-10^{-2}$%), Ge($10^{-2}-10^{-3}$%), Te($10^{-1}-10^{-2}$%), V(urme) și Cd($10^{-1}-10^{-2}$%), elemente care lipsesc sau apar sporadic în celelalte minerale. Prezența acestor elemente ne-a ajutat în determinarea microscopică a colusitului Cu_3 (As, Sn, V, Fe, Te)S_4, varietate de tetraedrit. Cd provine probabil din incluziunile de blendă, zincul în probele analizate depășind 1%.

Tabelul nr. 1

ELEMENTE MINORE

MINERAL			Ag	As	B	Bi	Cd	Co	Ga	Ge	In	Mn	Mo	Ni	Sb	Sn	Te	Ti	V
MAGNETIT	% probe pozitive		100	—	100	—	—	100	100	—	—	100	100	100	—	—	—	100	100
	CONȚINUT %	> 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1 - 10^{-1}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—
		10^{-1} - 10^{-2}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	100	—	—	—	—	—	100
		10^{-2} - 10^{-3}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		10^{-3} - 10^{-4}	100	—	—	—	—	100	100	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
		urme	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CALCOPIRITĂ	% probe pozitive		100	9	90	81	—	72	63	27	—	100	63	54	9	90	—	100	63
	CONȚINUT %	> 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1 - 10^{-1}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	—	—	—	—	—	100	—
		10^{-1} - 10^{-2}	—	100	70	—	—	—	—	—	—	54	30	—	—	10	—	—	100
		10^{-2} - 10^{-3}	37	—	30	55	—	80	100	33	—	37	40	70	—	90	—	—	—
		10^{-3} - 10^{-4}	63	—	—	—	—	—	—	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		urme	—	—	—	45	—	20	—	34	—	—	30	30	100	—	—	—	—
PIRITĂ	% probe pozitive		100	10	50	10	10	90	10	10	—	100	40	70	30	20	—	100	20
	CONȚINUT %	> 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1 - 10^{-1}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		10^{-1} - 10^{-2}	—	—	20	—	—	—	—	—	—	30	—	—	—	—	—	30	—
		10^{-2} - 10^{-3}	—	100	60	—	—	100	100	—	—	50	50	100	66	100	—	70	50
		10^{-3} - 10^{-4}	90	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50
		urme	10	—	—	100	100	—	—	100	—	20	50	—	34	—	—	—	—

BLENDĂ + GALENĂ	% probe pozitive	100	100	—	100	100	—	100	100	100	100	—	—	100	100	—	—	—
	CONȚINUT % > 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % $1 - 10^{-1}$	100	—	—	—	100	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % $10^{-1} - 10^{-2}$	—	100	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % $10^{-2} - 10^{-3}$	—	—	—	100	—	—	100	—	100	—	—	—	100	—	—	—	—
	CONȚINUT % $10^{-3} - 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—
	CONȚINUT % urme	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SULFOSĂRURI DE CUPRU	% probe pozitive	100	100	—	100	100	—	50	100	—	100	50	—	100	100	100	100	100
	CONȚINUT % > 1	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % $1 - 10^{-1}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—
	CONȚINUT % $10^{-1} - 10^{-2}$	100	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	100	100	—	—
	CONȚINUT % $10^{-2} - 10^{-3}$	—	—	—	100	—	—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	100	—
	CONȚINUT % $10^{-3} - 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % urme	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	100	—	—	—	—	—	100
ANDEZIT	% probe pozitive	100	50	75	75	—	100	100	75	—	100	50	100	—	50	—	100	100
	CONȚINUT % > 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CONȚINUT % $1 - 10^{-1}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—
	CONȚINUT % $10^{-1} - 10^{-2}$	—	—	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	—
	CONȚINUT % $10^{-2} - 10^{-3}$	—	50	33	100	—	100	100	—	—	100	50	50	—	100	—	25	75
	CONȚINUT % $10^{-3} - 10^{-4}$	100	—	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25
	CONȚINUT % urme	—	50	—	—	—	—	—	100	—	—	50	50	—	—	—	—	—

* Sulfosărurile de Cu conțin Fe și Zn > 1%.

Probele de rocă conţin mici cantităţi din aproape toate elementele determinante în mineralele metalice. Acest fenomen este o consecinţă firească a caracterului dispers al mineralizaţiei. Totuşi, unele elemente (Ag, Bi, Co, Ni) reprezintă impurităţi uzuale ale andezitelor purtătoare de mineralizaţii cu sulfuri. Roca nu conţine acele elemente care provin din minerale ce apar în cantităţi foarte mici în mineralizaţie (Te, Cd, In).

★

Considerînd în ansamblu distribuţia elementelor minore, se pot remarca : existenţa unui număr destul de mare de elemente minore, dar în cantităţi mici, deocamdată neinteresante economic ; diferenţele de conţinut în aceste elemente sînt destul de reduse între mineralele preponderente : calcopirită, pirită magnetit ; fluctuaţiile de conţinuturi sînt destul de mari, însă nu se conturează nici o lege de distribuţie a elementelor minore pe adîncime şi pe direcţie.

Ultimele două observaţii ne permit să apreciem că sursa de mineralizare a conţinut continuu mici cantităţi de elemente (Ag, Zn, Pb, Mn şi frecvent Bi, Ni, Co, Ga, Sn), care s-au individualizat foarte rar ca minerale independente, însă au impurificat toate produsele de cristalizare. Din aceeaşi categorie de elemente face parte borul, prezent într-un număr mare de probe de rocă, precum şi în mineralele metalice depuse la început — magnetit, calcopirită şi chiar pirită — şi în mineralele depuse mai tîrziu — blendă, galenă şi sulfosăruri de cupru. Prezenţa lui poate fi atribuită degajărilor de substanţe volatile din timpul punerii în loc a rocilor-gazdă. Dealtfel, în zăcămintele porfirice cuprifere similare de pe glob este semnalată turmalina, mineral identificat şi în andezitul de Fundoaia.

În ansamblu, compoziţia în elemente minore a mineralelor şi rocilor din zăcămîntul de la Roşia-Poieni este întru totul similară cu cea care caracterizează mineralele hidrotermale.

Ca indicatori de geotermometrie semnalăm în mineralele depuse la începutul procesului de mineralizare indicatori de temperatură ridicată (Ti, V în magnetit, Sn în calcopirită), iar în mineralele fazei mai tîrzii, indicatori de temperatură mai scăzută (Ga, Ge în blendă şi în sulfosărurile de Cu).

5. CONSIDERAŢII GEOCHIMICE ŞI GENETICE

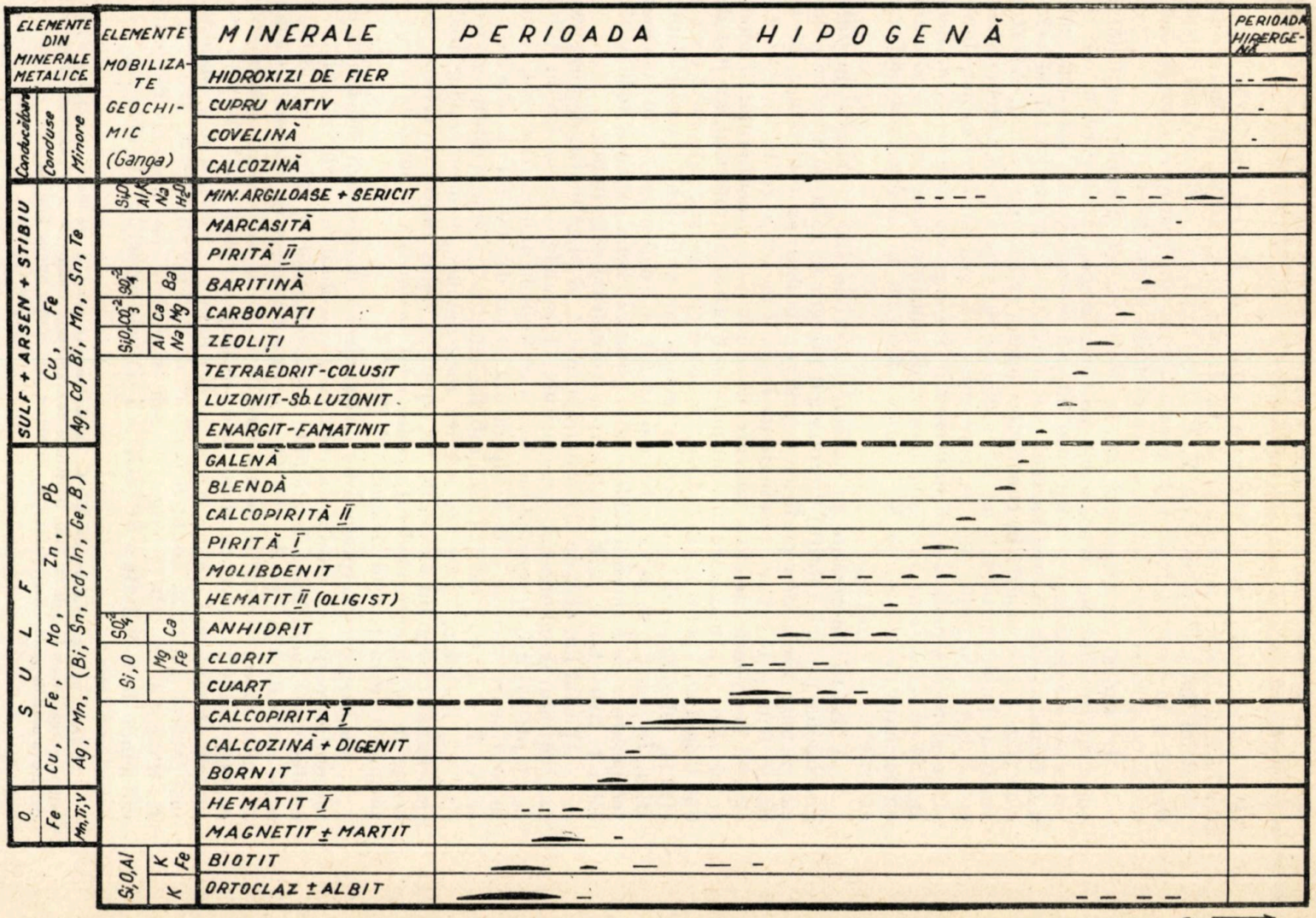
Cîteva din principalele observaţii şi concluzii ale cercetărilor noastre au fost sintetizate în tabelul nr. 2, care va constitui o primă bază de discuţie asupra proceselor genetice.

Corelînd aceste date cu întreg contextul geologic, precum şi cu studiile experimentale şi teoretice de termodinamică preluate din literatură asupra unor modele asemănătoare din zăcăminte similare se pot face o serie de precizări privind desfăşurarea procesului de formare a zăcămîntului de la Roşia-Poieni.

Este evident că zăcămîntul se încadrează, prin ansamblul caracteristicilor sale — amplasament geologic, formă, compoziţie mineralogică, alterarea rocilor-gazdă — în tipul de zăcăminte porfifice cuprifere

Tabelul nr. 2

SUCCESIUNEA DE DEPUNERE A MINERALELOR ŞI A PRINCIPALELOR ELEMENTE DIN ZĂCĂMÎNTUL ROŞIA-POIENI



(F. Camus, 1975; B. L. Gustafson și J. P. Hunt, 1975; Magdalena Kouknarsky și C. J. Merre, 1976), și în special „modelul dioritic" propus de V. F. Hollister (1975). Acest tip se dezvoltă, în general, în arii de crustă continentală subțire, ceea ce concordă cu poziția geotectonică a zăcămîntului Roșia-Poieni.

În cadrul zăcămîntului de la Roșia-Poieni, ulterior intruziunii corpului subvulcanic, fenomenele postmagmatice, în care se înscriu și procesele de metalizare, încep cu o intensă metasomatoză potasică, care a determinat substituirea parțială sau integrală a plagioclazului cu ortoclaz (fig. 1), pe alocuri în concrețeri micropertitice cu albitul. Aportul masiv de fluide purtătoare de K^+, avînd un caracter alcalin, a determinat și formarea biotitului (fig. 2), care substituie mai întîi mineralele feromagneziene ale rocii și apoi difuzează în întreaga masă a acesteia. Este stadiul pe care literatura îl denumește „K-silicates alteration" — alterare cu formare de silicați de K —, proces frecvent în zăcămintele porfirice cuprifere.

Indicații interesante de paleotermometrie sînt furnizate de studii geochimice privind biotitul hidrotermal prezent în zona de alterare potasică a unor zăcăminte porfirice cuprifere, similare cu cel studiat, de la Santa Rita și Bingham, efectuate de D. L. Jacobs și W. T. Parry (1976). Temperaturile de cristalizare, determinate pe baza fierului bivalent și trivalent și a magneziului conținute în biotitul hidrotermal, au fost de 350°C la 400°C pentru Santa Rita, în acord cu cele calculate de Beane (1974), folosind o altă tehnică, și anume 360°C la 410°C pentru Santa Rita. În plus, S. M. F. Sheppard și colab. (1971) au estimat temperatura de formare a feldspatului potasic în zona potasică de la Santa Rita la 390—450°C prin fracționarea izotopică a oxigenului.

Aportul intensiv de fier este responsabil, pe lîngă biotit, de formarea magnetitului și subordonat a hematitului. Prevalența magnetitului, stabil la un pH peste 7, 8, permite precizarea că fluidele mineralizante au rămas în continuare alcaline și de temperatură în jur de 500° (D. L. Jacobs și W. T. Parry, 1976). În schimb, fugacitatea oxigenului este în creștere (fig. 17, domeniul 1) în așa măsură încît devine „element conducător", imprimînd întregului ansamblu un potențial redox destul de ridicat care crește în continuare moderat, astfel încît se formează puțin hematit și se martitizează parțial magnetitul (fig. 6).

Ca bază de interpretare termodinamică a desfășurării procesului de mineralizare, am confruntat datele noastre de observație din tabelul nr. 2 cu diagrama domeniilor de stabilitate a asociațiilor de minerale hidrotermale din sistemul Cu—Fe—S—O, în condiții similare de alterare a rocilor înconjurătoare, în funcție de activitățile O_2 și S_2 (a_{O_2} — a_{S_2}), considerate ca gaze ideale în stare standard, la o temperatură de 250°C[1]. Această diagramă, trasată de C. Meyer și J. Hemley (1967), a fost adaptată mai concret pentru zăcămintele porfirice de P. Barton, P. M. Bethke, E. Roedder (1977) (fig.17). Am suprapus pe această diagramă domeniile de stabilitate a S^{2-}/SO_4^{2-}, ca și unele valori ale pH-ului (fig. 17).

[1] Desigur, temperatura de 250°C, ca și celelalte condiții standard, nu corespund integral cu realitatea. În general însă, domeniile de stabilitate a mineralelor se păstrează la variații de cîteva sute de grade, modificîndu-se, de obicei neesențial, numai limitele.

Fig. 1. — Fenocristale de andezin *(And)* cu coroane de albit *(Ab)* pătrunzînd metasomatic pe fisurile din plagioclazul inițial. În masa fundamentală se văd și cuiburi de biotit de neoformație *(Bi)*. Nic. + mărire 61×.

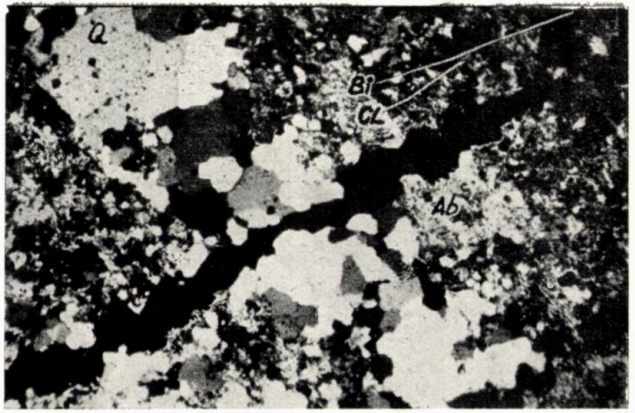


Fig. 2. — Filon de cuarț *(Q)*, străbătut de un filonaș de sulfuri (negru). În roca andezitică apare biotit secundar *(Bi)* și clorit *(Cl)*; cristalele de andezin sînt parțial substituite prin albit *(Ab)*. Nic. + mărire 235×.

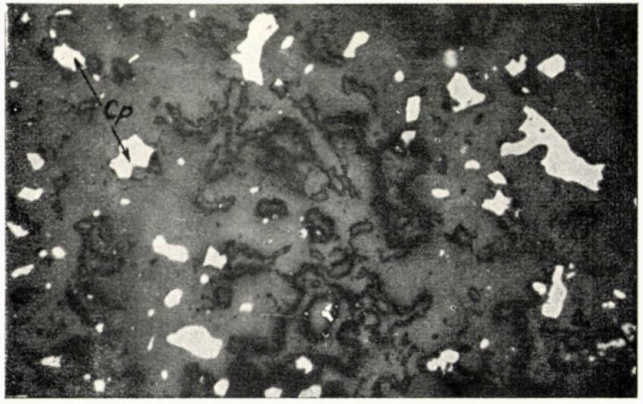


Fig. 3. — Granule fine de calcopirită *(Cp)* cu forme diferite în roca-gazdă. Mărire 150×.

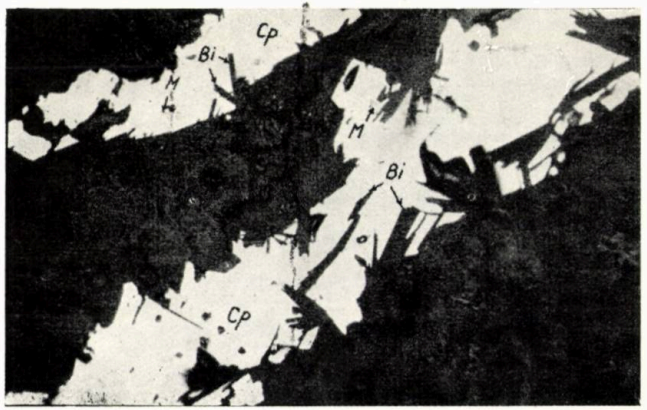


Fig. 4. — Filonașe de calcopirită *(Cp)* asociate cu biotit *(Bi)* și conținînd cîteva granule fine de magnetit *(M)*. Mărire 150×.

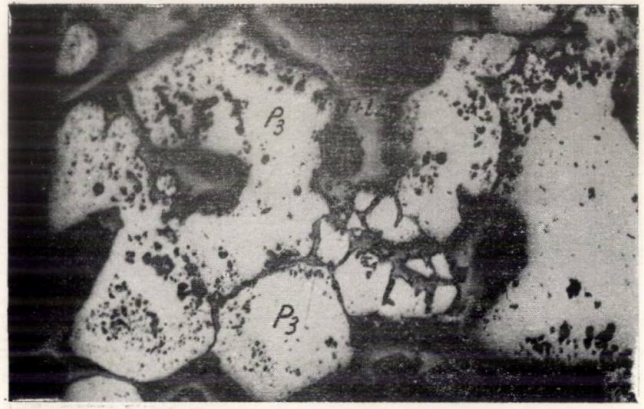


Fig. 5. — Pirită *(P)* cu pori dispuși marginal, înlocuită de calcopirită II *(Cp_2)*. *Gg*=gangă. Mărire 120×.

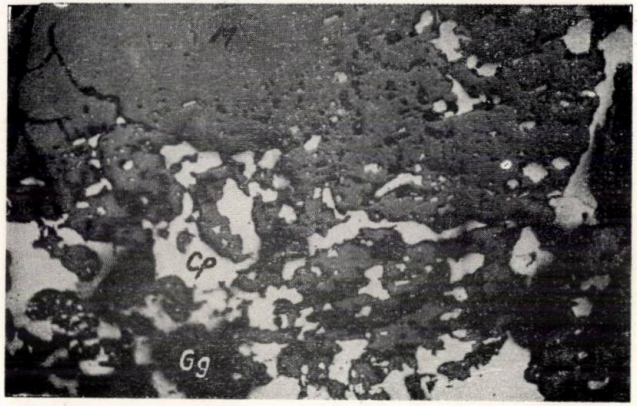


Fig. 7. — Calcopirită *(Cp)* cu mare putere de substituire pătrunde în fisurile și golurile magnetitului *(M)*. Mărire 100×.

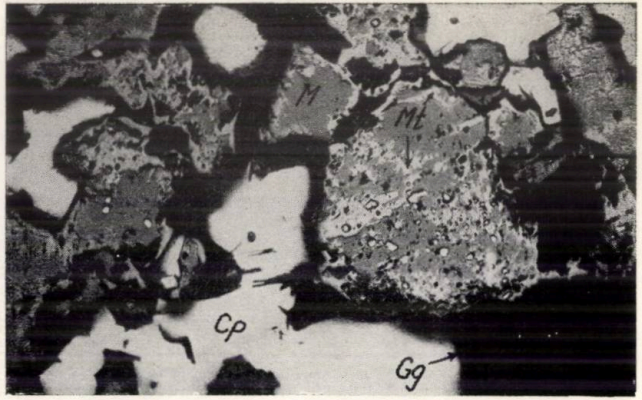


Fig. 6. — Granule allotriomorfe de magnetit *(M)* în diverse stadii de martitizare *(Mt)*, asociată cu calcopirită *(Cp)*. *Gg*=gangă. Mărire 150×.

Fig. 8. — Magnetit *(M)* slab martitizat *(Mt)* conținînd incluziuni de bornit *(Bn)* înlocuit incipient de calcopirită *(Cp)*. Mărire 100×.

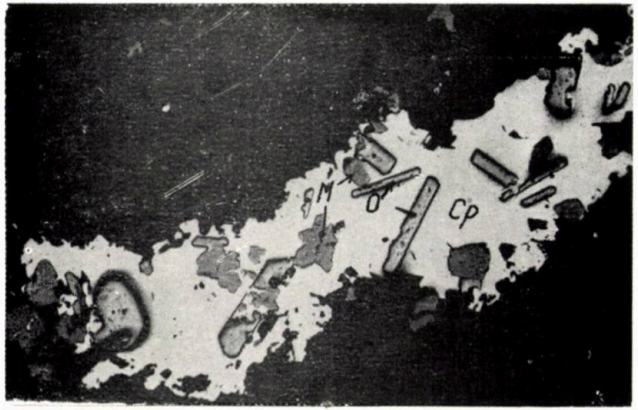


Fig. 9. — Cristale idiomorfe de oligist *(O)* și granule de magnetit *(M)* prinse într un filonaș de calcopirită *(Cp)*, care corodează oxizii de fier. *Gg*=gangă. Mărire 150×.

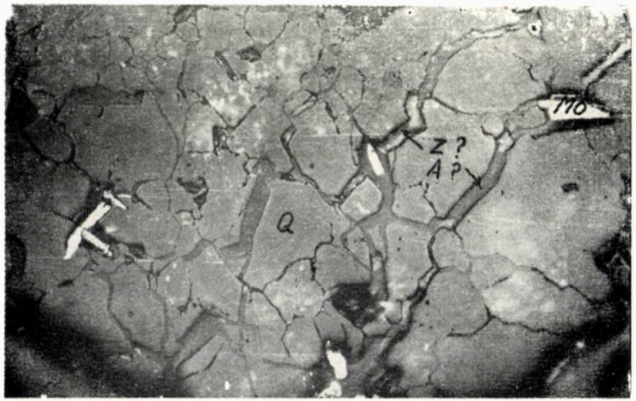


Fig. 11. — Molibdenit *(Mo)* în gangă de anhidrit *(A)*, care formează o rețea de filonașe în cuarț *(Q)*. Mărire 100×.

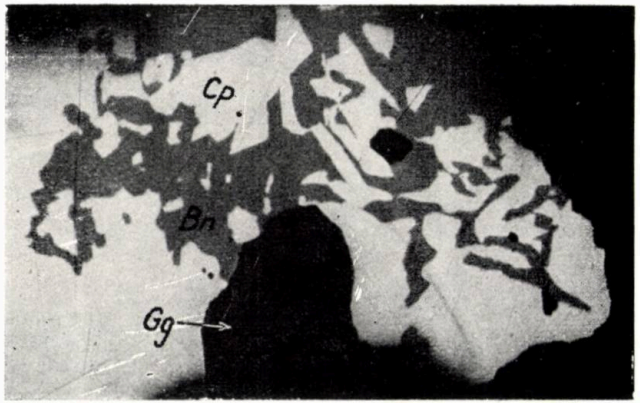


Fig. 10. — Calcopirită *(Cp)* în structură grafică cu bornitul *(Bn)*. *Gg*=gangă. Mărire 150×.

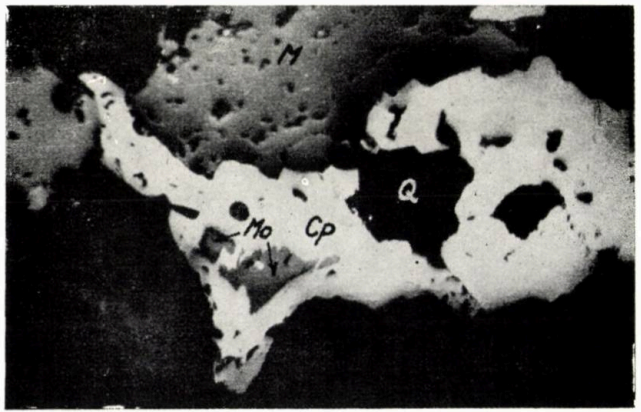


Fig. 12. — Molibdenit *(Mo)* inclus în calcopirită *(Cp)*, care înlocuiește magnetitul *(M)* și cuarțul *(Q)*. Mărire 120×.

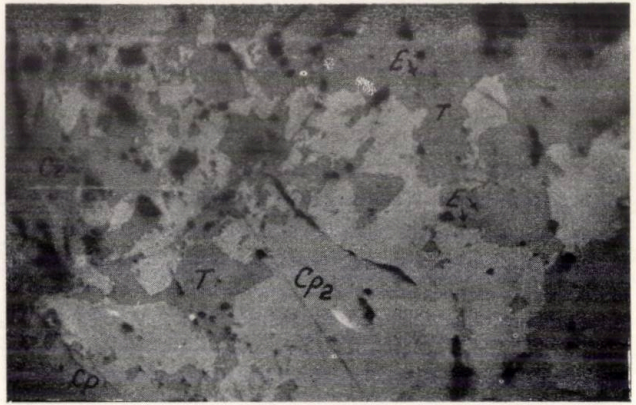


Fig. 13. — Enargită *(E)*-tetraedrit *(T)*-calcopirită II *(Cp_2)* şi calcozină *(Cz)* în relaţii de înlocuire succesivă. Mărire 250× imersie.

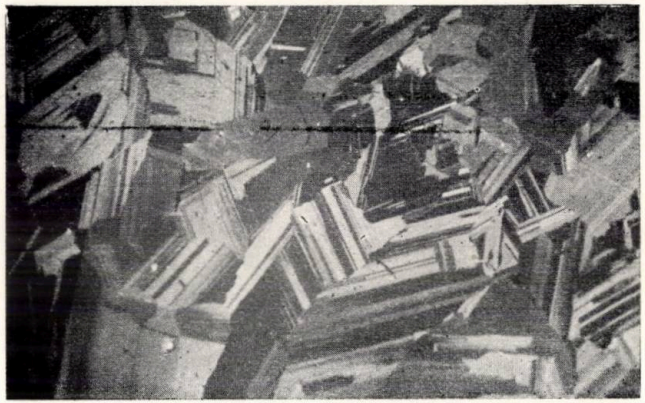


Fig. 15. — Maclare polisintetică tipică pentru luzonit. Mărire 240 × imersie, nic +.

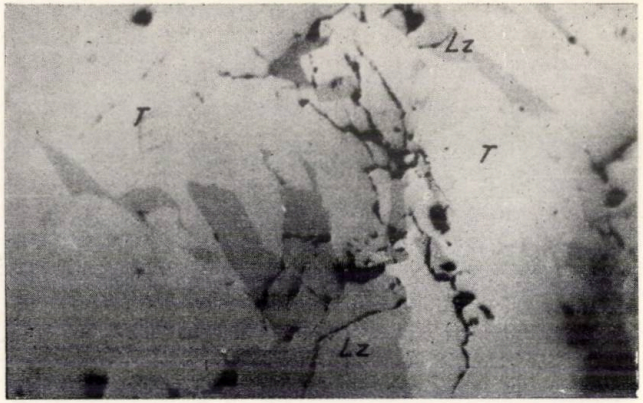


Fig. 14. — Enargită *(E)* susbstituită de luzonit *(Lz)*, totul înlocuit orientat de către tetraedrit *(T)*. Mărire 250×imersie.

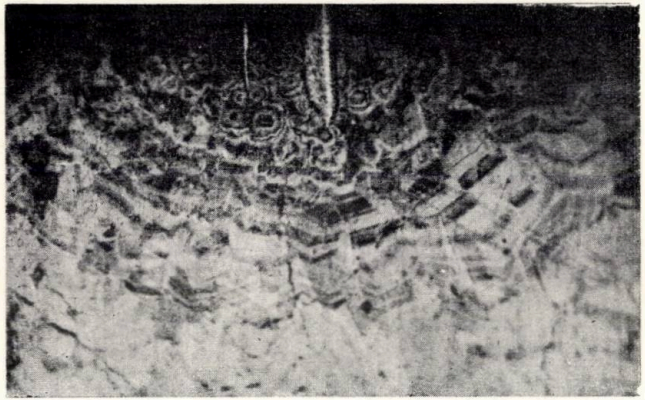


Fig. 16. — Atacul cu HNO_3 conc. pune în evidenţă structura zonară cu trecere la structura concentrică a luzonitului. Mărire 240 × imersie.

Urmărind în continuare procesul de mineralizare în baza succesiunii de depunere a mineralelor (tabelul nr. 2), pe fondul general al scăderii temperaturii, întîlnim, după încheierea depunerii principalilor oxizi de fier, o primă etapă de formare de sulfuri (fig. 17, domeniul 2), cea mai importantă cantitativ, reprezentată în ordine succesivă prin bornit, calcozină-digenit și calcopirită I (fig. 8), ultima fiind cea mai răspîndită.

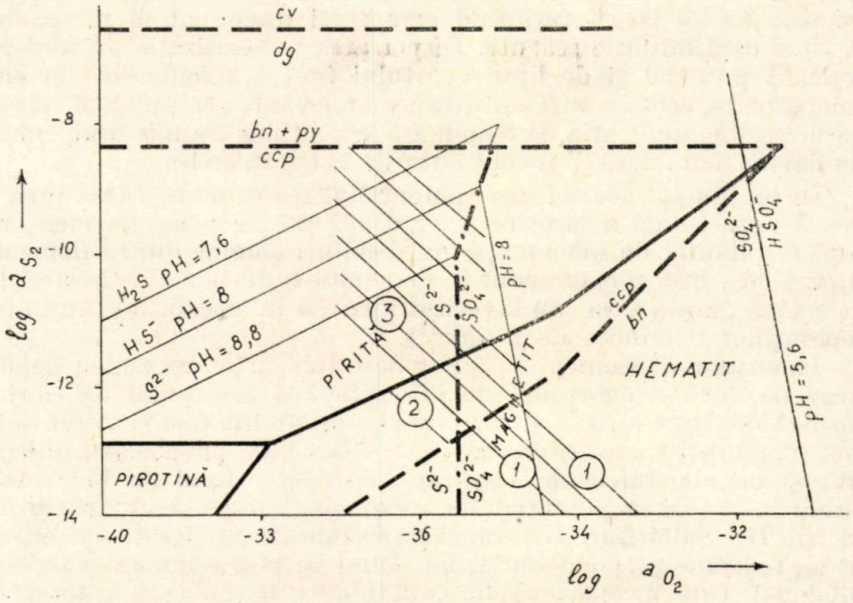


Fig. 17. — Domeniile de stabilitate a cîtorva minerale din sistemul Cu-Fe-S-O, în soluții apoase, în condițiile alterării rocilor înconjurătoare, funcție de log $a_{S_2}-a_{O_2}$ la T = 250 C. Liniile groase marchează limita dintre oxizi și sulfuri; liniile groase întrerupte, limita dintre sulfuri. Liniile subțiri continui precizează valori ale pH-ului, iar linia punctată, limita dintre S^{2-} și SO_4^{2-} în soluție apoasă, astfel încît spre stînga este domeniul în care soluțiile pot conține dominant sulfuri, iar în dreapta dominant sulfați. Porțiunea haşurată din diagramă este cea în care se desfășoară mineralizarea zăcămîntului Roșia-Poieni, evoluînd în linii mari de la dreapta jos spre stînga sus, în direcția cifrelor încadrate din figură. Prescurtările au următoarea semnificație: *py*, pirită; *ccp*, calcopirită; *bn*, bornit; *cv*, covelină; *dg*, digenit.

Trecerea de la oxizi la sulfuri se face pe fondul general al scăderii marcate a a_{O_2} și a creșterii a_{S_2}, astfel încît sulful să devină element conducător. Soluțiile apoase, formate din complecși ionici ai cuprului și ai fierului cu potențial redox mai scăzut, fac instabili magnetitul și hematitul pe care îi corodează și îi înlocuiesc parțial (fig. 7). Activitatea sulfului din soluție, ca și cea a cuprului și fierului dealtfel nu au fost prea mari, ceea ce deplasează echilibrul bornit-calcopirită în favoarea ultimei, care consumă mai rațional rezervele de elemente și este mai stabilă termodinamic în condițiile date. Activitatea moderată a sulfului determină formarea de calcozină primară și digenit în cantități minime și împiedică deocamdată depunerea de pirită. Singura indicație de termometrie geologică din această etapă este prezența bornitului în varietatea sa cubică, izotropă, cu temperatură

de formare mai mare de 230°C (J. Grace, A. Putnis, 1976), şi a structurilor grafice calcopirită-bornit (200—400°C). În consens cu aceasta, prezenţa Sn ca element minor în calcopirită atestă că temperatura a depăşit 250°C.

Soluţiile mineralizante diluate s-au dovedit a avea o mobilitate extrem de mare (presiune foarte ridicată?), ceea ce le-a permis să beneficieze de numeroasele căi de acces din rocile-gazdă şi să se disperseze pe o arie foarte largă, rezultînd caracterul diseminat al mineralizaţiei (fig. 3) şi conţinuturile scăzute. Dispersarea mineralizaţiei în rocă a fost favorizată probabil şi de lipsa cuarţului (sau a silicifierilor) în etapele premergătoare, ceea ce ar fi constituit un adevărat „ecran" pentru soluţii. Spre adîncime, unde aria de răspîndire a soluţiilor s-a micşorat, mineralizaţia devine mai „densă" şi conţinuturile în cupru cresc.

În tot timpul acestei faze, potenţialul redox nu a scăzut prea mult (dovadă lipsa totală a pirotinei), iar echilibrul $a_{O_2} - a_{S_2}$ s-a menţinut în apropierea limitei de demarcaţie oxizi-sulfuri (limita dintre domeniile 1 şi 2, fig. 17), însă predominant în domeniul sulfurilor (2). Creşteri locale şi de scurtă durată a a_{O_2} au favorizat apariţia în calcopirită sau în bornit a separaţiilor micronice de magnetit.

La un anumit moment, apare un dezechilibru în procesul de depunere, marcat de venirea cuarţului, de intensificarea procesului de cloritizare şi de anhidritizare a rocii. Activitatea O_2 creşte din nou şi astfel se poate forma ionul SO_4^{2-}, care captează Ca^{2+} eliberat de plagioclazii îmbogăţiţi în K^+ şi de mineralele melanocrate biotitizate. Ionii de Fe^{2+}, atît de sensibili la creşterea potenţialului redox, pot forma acum puţin oligist (hematit II). Sulfatizarea consumă importante cantităţi de oxigen, astfel încît a_{S_2} redevine preponderentă, iar sulful îşi reia rolul său conducător. Molibdenul, care începuse să fie captat de sulf din faza anterioară, se depune ca molibdenit în roca-gazdă, în anhidrit (fig. 11) sau chiar în calcopirită I (fig. 12). Între timp, a_{S_2} a devenit suficient de mare pentru a se forma pirita I (fig. 17, domeniul 3) asociată şi înlocuită parţial de o nouă generaţie de calcopirită (II) şi apoi de cantităţi mai mici de blendă şi galenă, dispuse mai ales în părţile periferice ale zăcămîntului. Spre sfîrşitul acestei etape, temperatura a scăzut, astfel încît în blendă întîlnim elemente minore indicatoare de temperatură mică de formare (Ge şi Ga).

Scăderea accentuată a temperaturii, conjugată cu epuizarea parţială a soluţiilor, a permis ca, alături de sulf, a cărui activitate este în continuă scădere, să apară As şi subordonat Sb ca elemente conducătoare (tabelul nr. 2). Se formează astfel o suită de sulfosăruri de cupru, începînd cu termenul de temperatură mai ridicată, enargită (As) cu trecere spre famatinit (Sb), urmat de luzonit (As) cu trecere spre stibioluzonit (Sb) şi, în sfîrşit, tetraedrit (Sb) într-o varietate ceva mai arseniferă (tinzînd spre tenantit). Sn şi V, componenţi minori în soluţiile mineralizante, precum şi ceva Te au determinat formarea de mici cantităţi de colusit, ca o varietate de tetraedrit.

Procesul de mineralizare se încheie cu depuneri de baritină, carbonaţi, pirita II şi marcasită.

Alterările hidrotermale în această etapă au fost sericitizarea şi argilizarea intensă, mai ales spre sfîrşitul procesului.

Desfășurarea întregului proces de mineralizare se încadrează deci în limitele largi ale depunerilor din soluții de complecși ionici, caracteristici proceselor de formare a zăcămintelor hidrotermale. O problemă interesantă este elucidarea compoziției acestor complecși. Desigur, analiza compoziției incluziunilor lichid-gazoase din minerale ar putea da un răspuns edificator. Dar, pe lîngă dificultățile pe care le implică aceste analize, zăcămîntul nu este propice pentru astfel de determinări, decît în anumite porțiuni limitate și pentru anumite etape de amploare redusă. În lipsa unor determinări directe, să analizăm critic, în lumina celor cunoscute despre zăcămînt, diferite ipoteze asupra naturii complecșilor ionici care au transportat elementele în soluție. O primă posibilitate ar fi existența complecșilor halogenați, cloruri în majoritatea cazurilor, cunoscuți dealtfel în cazul cuprului și al celorlalte elemente. Un alt „model" care poate fi luat în considerație în condițiile de formare a zăcămîntului studiat este acela de sulfuri și hidrosulfuri complexe. Dacă trasăm limita de demarcație a echilibrului S^{2-}/SO_4^{2-} pe diagrama din figura 17 — chiar aproximativ — remarcăm că domeniul de depunere a mineralelor coincide în majoritatea cazurilor cu cel de stabilitate a sulfaților în soluție apoasă, ceea ce pledează desigur în favoarea lor. Complecșii ionici sulfatici pot trece cu ușurință în complecși sulfurici prin modificarea potențialului redox. Dar complecșii ionici sulfatici reprezintă o ipoteză interesantă și pentru a explica procesul de sulfatizare (anhidritizare) a rocii. Indiferent de natura complecșilor admiși, cationul din sfera a doua de atracție este probabil K^+ (nu Na^+ ca în multe cazuri), care s-ar corela mai strîns cu largul proces de îmbogățire în K al rocilor, atît de caracteristic în zăcămînt.

Ulterior punerii în loc a zăcămîntului, procesele hipergene au jucat un rol foarte redus, limitat strict la partea sa superioară. Prezența limonitului numai în apropierea suprafeței, cantitățile reduse de calcozină, covelină, sporadic cupru nativ atestă caracterul local al procesului hipergen.

CONTRIBUTIONS TO THE MINERALOGIC AND GEOCHEMICAL STUDY OF COPPER MINERALIZATION AT ROȘIA-POIENI (METALLIFEROUS MOUNTAINS)

SUMMARY

Copper mineralization at Roșia-Poieni is situated E—NE of Roșia Montană in the Metalliferous Mountains.

Mineralization in geologically located mainly in a subvolcanic andesitic body (microdiorite porphyry)intruded in a neogene volcanic andesite apparatus generated by the eruption of the second cycle of the Metalliferous Mountains. The volcanic edifice consits of andesites with amphibol and pyroxen, "the andesite from Poieni".

The andesitic and microdioritic porphyry host rocks have undergone postmagmatic hydrothermal alterations of a zonal disposition, represented from the central part to the exterior by biotitization, sericitization, argillization, and propylitization (Olga Ionescu a.o. 1975). The

biotitic zone, or zone of potassic alteration, is characterized by biotite-orthoclase-feldspath-quartz with a higher or lower amount of albite and anhidrite. This zone has the maximum concentration of copper mineralization, composed mainly of chalcopyrite of an older generation, with bornite and chalocite, then magnetite (partially martitized), hematite, pyrite and some sphalerite and galena, especially in the marginal parts where enargite, lusonite and tetrahedrite with very little colusite appear. Sporadically one can found secondary minerals as chalocite, covellite native copper and limonite. The gangue minerals are : quartz, anhydrite carbonates and subordinately biotite, chlorite, adular, zeolite, etc. The main ore minerals : chalcopyrite, pyrite, bornite, molybdenite and magnetite form disseminations and veinlets in the eruptive host rocks. The succession of minerals is presented in table 2.

The geochemical study of major elements with histograms reveal their unimodal prevailing character, the bimodal character seldom appearing in copper distribution. The richly mineralized zone is situated in the centre and NE of the subvolcanic body "de Fundoaia".

Minor elements spectrographically determined are represented in table 1. Magnetite always contain Mn, Ti, V ($1-10^{-2}$%) and Ag, and in most cases Co, Ni, Mo, B, etc. For chalcopyrite more significant are Mn, Ag, Sn, B and subordinately Ni, Bi, Ga, Ge. Galena and sphalerite samples, analyzed together, contain Ag, Mn ($1-10^{-1}$%) and lower values of Ga, Ge, In, Sn, As, Sb. Ag, Cd, Sn, Mn can be met in copper sulphosalts. The higher values of As confirm the predominance of As sulphosalts over those with Sb, and Te and V attest the presence of colusite. The mineralization of Roşia-Poieni agrees with the dioritic pattern of the mineralization of the prophyry copper oretype proposed by Hollister (1975).

In interpreting the evolution of the metallogenetic processes, account has been taken of experimental data concerning the stability areas of the minerals of the Cu—Fe—S—O system according to oxygen and sulphur fugacity ($a_{O_2} - a_{S_2}$) at the temperatures of 250°C (Meyer and Hemley, 1967, Barton a.o., 1977). The variations in oxygen and sulphur fugacity are emphasized by the paragenetic changes illustrated in table 2 compared to the diagram in fig. 17, where the evolution of the process is rendered in the hatchured zone from 1 to 3.

In the mineralization process, solutions of ionic complexes played an important part. In a first stage, at high temperatures, over 300°—400°C, halogeneous complexes prevailed. With the lowering of the temperature, the solutions of sulphuric and sulphatic ions become prevalent, depending on the potential redox ; the sulphatic complexes and the presence of K in these complexes also correlates with the anhydration and potassium metasomathosis. As and Sb are present in the final stage.

BIBLIOGRAFIE

ANDREI J., CALOTA C. (1976), *Etude géophysique des corps andésitiques de Roşia-Poieni et de Bucium-Tarniţa (Monts Metallifères) à l'aide du modellage des sources des champs potentiels*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géophysique, **19**, Bucarest.

BARNES L. H. ed. (1967), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston Inc. New York.

BARTON P., BETHKE P. M., ROEDDER E. (1977), *Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado:* Part. III. *Progress Toward Interpretation of the Geochemistry of the Ore Forming Fluid for the OH Vein*, Ec. Geol., **72**, *1*.

CAMUS F. (1975), *Geology of the El Teniente Ore Body with Emphasis on Wall-Rock Alteration*, Ec. Geol., **70**, *8*.

CHIVAS R. A. (1976), *The Porphyry Copper at Copper Hill New South Wales*, Ec. Geol., **71**, *5*.

FORD H. I., WOOD D. G., GREEN C. D. (1976), *Geochronology of Porphyry Copper Type Mineralization near Rockhampton Eastern Queensland, Australia*, Ec. Geol., **71**, *2*.

GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. (1941), *Etude géologique et minière des Mounts Métalifères*, An. Inst. Géol., **XXI**, București.

GIUȘCĂ D., PAVELESCU L. (1941), *Contribuții la studiul cristalografic al mineralelor din zăcământul de la Mușca*, Com. Acad. R. P. R., **IV**, *11—12*, București.

GRACE J., PUTNIS A. (1976), *Thermal Decomposition and Cation Mobility in Bornite*, Ec. Geol., **71**, *6*.

GUSTAFSON B. L., HUNT J. P. (1975), *The Porphyry Copper at El Salvador Chile*, Ec. Geol., **70**, *5*.

HOLLISTER V. F. (1975), *Regional Characteristics of Porphyry Copper Depositis of South America*, Mining Engineering, *51* (1973).

— (1975), *An Appraisal of the Nature and Source of Porphyry Copper Deposits*, Min. Sci. and Engin., **7**, *3*, July Johannesburg, South Africa.

IANOVICI V., BORCOȘ M., BLEAHU M., PATRULIUS D., LUPU M., DIMITRESCU R. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Acad. R. S. România, București.

IONESCU OLGA (1974), *Mineralizația cupriferă de tip diseminat de la Roșia-Poieni (jud. Alba)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **19**, București.

JACOBS D. L., PARRY W. T. (1976), *Geochimistry of biotite from Sima Basin and Range Stocks*, Ec. Geol., **71**, *6*.

IONESCU OLGA, SOARE CECILIA, GHEORGHU MARIA (1975), *Contribuții la cunoașterea zăcământului cuprifer Roșia-Poieni. Alterații hipogene*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *2*, București.

KESLER S. E. (1975), *Intensive Rocks Associated with Porphyry Copper Mineralization in Island Arc*, Area.

KOUKNARSKY MAGDALENA, MIRRE C. J. (1976), *Mi Vida Prosepect a Porphyry Copper Type Deposit in North Western Argentina*, Ec. Geol., **71**, *5*.

LONDON A. G. (1976), *Marcopper Porphyry Copper Deposit Philippines*, Ec. Geol., **71**, *4*.

MEYER Ch., HEMLEY J. IUL. (1967), *Vall rock alteration geochemistry of hydrotermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Wintson, Inc, New York, Chicago, San Francisco.

NASH T. J. (1975), *Geochemical Studies in the Park City District II Sulfide Mineralogy and Minor Element Chemistry*, Ec. Geol., **70**, *6*.

PETRULIAN N., BRANA V. (1952), *Asupra mineralizației cuprifere de la Mușca (patrulaterul Aurifer)*, Com. Acad R.P.R., **II**, *11—12*, București.

RAMDOHR P. (1960), *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Acad. Verlag, Berlin.

SHEPPARD S. M. F., NIELSEN R. L., TAYLOR H. P. Jr. (1971), *Hidrogen and Oxygen Isotope Ratios in Minerals from Porphyry Copper Deposits*, Ec. Geol., **66**, *4*.

ȘTEFAN R., COSMA ST., COSTESCU D. (1974), *Structura Poieni — Roșia Montană, caracterizare petrografică, structurală și metalogenetică*, D. S. Inst. geol., geofiz., **LX**, *2* (1972—1973).

SILLITOE R. H. (1972), *A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits*, Ec. Geol., **67**, *1*.

— (1975), *Subduction and Porphyry Copper Deposits in Southwestern North America — A Reply to Recent Objections*, Ec. Geol., **70**, *8*.

Primit în redacție la 4 iulie 1977

Academia Republicii Socialiste România
și
Universitatea București,
Facultatea de geologie-geografie

UN MODEL PENTRU INTERPRETAREA VÎRSTELOR K/Ar ÎN ROCI VULCANICE TINERE

DE

H. G. KRÄUTNER

În datarea vulcanitelor tinere prin metoda K/Ar apar — pe lîngă inconvenientul dat de cantitatea redusă de argon radiogen existent în roci — dificultăţi de interpretare datorate fenomenelor geologice care decurg în structurile vulcanice după consolidarea rocilor. Astfel, de exemplu, răcirea lentă în domeniul subvulcanic, răcirea rapidă în condiţii subaeriene, restructurările mineralogice datorate alterării hidrotermale, schim-

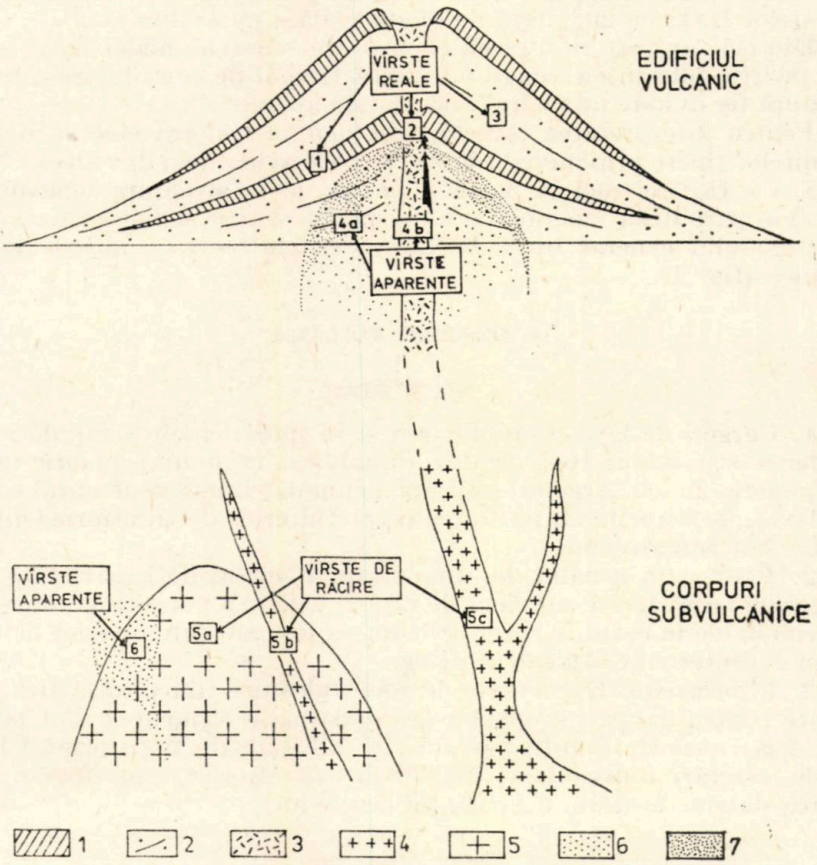


Fig. 1. — Modelul distribuţiei vîrstelor K/Ar într-o structură vulcanică (notaţiile 1—6 corespund cu cele din text). *1*, Curgere de lavă; *2*, piroclastite; *3*, roci din canalul de alimentare; *4*, dyke; *5*, corp subvulcanic; *6*, transformări hidrotermale; *6*, prag termic (zona de acumulare a argonului).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 19—22, BUCUREŞTI, 1978

burile metasomatice și contaminările în zonele de contact cu formațiuni ale subasmentului sau cu vulcanite produse în faze vulcanice anterioare determină o evoluție variată a acumulării argonului în rocile situate în diferite sectoare ale structurilor vulcanice.

Pentru timpuri geologice care depășesc 150—200 m.a. și în special pentru formațiunile premezozoice, influența unor asemenea fenomene poate fi neglijată în aprecierea vîrstei vulcanitelor, deoarece ordinul de mărime al abaterilor care rezultă din fenomenele sus amintite se apropie de acela al erorilor analitice.

În cazul vulcanitelor tinere însă, influența fenomenelor menționate poate fi deosebit de însemnată, întrucît atît durata acestora, cît și intervalele la care ele se succed sînt adesea comparabile cu ordinul de mărime al vîrstei rocilor. Astfel, de exemplu, o răcire lentă timp de 1 milion de ani în roci formate cu 5 milioane de ani în urmă poate cauza un decalaj negativ al vîrstelor K/Ar cu 20% față de vîrsta reală a punerii în loc.

Din cele arătate rezultă că o parte din vîrstele model K/Ar care se obțin pentru vulcanitele tinere nu indică timpul de consolidare a rocii, ci reprezintă fie „vîrste de răcire", fie „vîrste aparente".

Pentru interpretarea corectă a datelor în vederea elucidării vîrstei vulcanitelor tinere prin metoda K/Ar, trebuie avute deci în vedere evoluția geologică a fiecărei roci în parte și poziția ei în structura vulcanică. În acest scop pare utilă imaginarea unui model pentru acumularea și difuziunea argonului generat în rocile din diferitele sectoare ale structurilor vulcanice (fig. 1).

A. EDIFUCIUL VULCANIC*

VÎRSTE REALE

1. Curgeri de lavă. Consolidarea și în special răcirea rapidă asigură închiderea sistemului rocă pentru difuziunea argonului, practic imediat după punerea în loc. Argonul radiogen acumulat indică momentul consolidării lavei, dacă rocile nu au fost afectate ulterior de transformări hidrotermale sau fumaroliene.

2. Rocile din canalul de alimentare. Răcirea, deși mai lentă decît a curgerilor de lavă, este suficient de rapidă pentru a permite o datare justă a punerii în loc în cazul în care rocile nu au fost afectate ulterior de transformări hidrotermale sau fumaroliene.

3. Piroclastite. Elementele de roci vulcanice din piroclastite pot fi utilizate pentru datarea erupțiilor dacă : a) toate elementele sînt produse ale aceleiași faze de erupție ; b) nu sînt afectate de transformări hidrotermale, alterări fumaroliene, diageneză sau alterări atmosferice. Interpretarea datelor necesită o precauție deosebită.

VÎRSTE APARENTE

4. Roci transformate hidrotermal. Regimul termic ridicat, schimburile metasomatice (care adesea interesează K — elementul generator de argon radiogen) și restructurările mineralogice rezultate determină o

* Notația corespunde cu aceea din figura 1.

mobilizare și redistribuire a argonului în zonele afectate de transformări hidrotermale. Se poate imagina :

4 a. levigarea argonului în sectoarele în care există un flux hidrotermal ; în acest caz vîrstele K/Ar înregistrate vor fi mai mici decît vîrsta reală a rocii ;

4 b. acumularea în frontul fluxului hidrotermal (sau la un prag termic) a argonului levigat ; rocile din asemenea zone se vor caracteriza prin vîrste K/Ar mai mari față de vîrsta reală a vulcanitelor respective.

B. CORPURI SUBVULCANICE

VÎRSTE DE RĂCIRE

5. Corpuri subvulcanice *(a)*, dyke-uri *(b)*, sectoarele profunde ale canalului de alimentare *(c)*. Datorită răcirii lente a vulcanitelor situate sub o cuvertură de formațiuni geologice protectoare, se creează un decalaj între timpul cînd se consolidează roca și momentul în care roca respectivă atinge pragul termic la care se oprește difuziunea argonului. Mărimea acestui decalaj variază în funcție de volumul corpului subvulcanic, grosimea (adîncimea) și conductibilitatea termică a păturii protectoare. Vîrstele K/Ar înregistrate sînt deci „vîrste de răcire" (cooling ages) și au sistematic valori mai mici față de vîrsta reală a punerii în loc a rocilor subvulcanice respective.

Se întrevede posibilitatea ca în timpul răcirii pentru anumite specii de minerale cogenetice, cum ar fi de exemplu biotitul sau hornblenda (eventual și feldspatul potasic), pierderea de argon să fie constantă pentru unitatea de volum. Acest lucru s-ar datora opririi difuziunii argonului din mineral la atingerea unei anumite presiuni parțiale a argonului interstițial (C. T. H a r p e r, 1970). În acest caz se poate apela la izocrona K/Ar în vederea obținerii vîrstei cristalizării mineralului respectiv. Construirea izocronelor K/Ar implică analizarea unor probe monominerale cu conținuturi variabile în K. Compararea izocronelor pentru diferite specii minerale oferă posibilitatea unui control asupra justeței interpretării (H. G. K r ä u t n e r și colab., 1976).

VÎRSTE APARENTE

6. Roci transformate hidrotermal. Soluțiile hidrotermale care traversează rocile, după sau în timpul răcirii, și procesele de autometamorfism pot determina o redistribuire a argonului radiogen, fapt ce conduce la obținerea unor vîrste K/Ar aparente.

A MODEL FOR INTERPRETATION OF K-Ar AGES IN YOUNG VOLCANIC ROCKS

ABSTRACT

Specific difficulties in the interpretation of K-Ar ages in young volcanic rocks are linked especially to (1) slow cooling in subvolcanic bodies that alters substantially the young ages (for example in the range

1—5 m.y.) and (2) late hydrothermal alterations or other metasomatic processes that occur after the rock consolidation, during a time interval that represents at present a significant part of the short life of the volcanic rock.

A model is presented in fig. 1 showing that : (1) in volcanic edifices *real K-Ar ages* may be recorded especially in fresh rocks from lava-flows, pyroclastics, and *apparent ages* in hydrothermally altered varieties of the mentioned rocks. (2) In subvolcanic bodies no real ages can be obtained. The K-Ar ages represent ever *cooling ages* in fresh rocks, or *apparent ages* in hydrothermally altered rocks. Indications on the real consolidation age can be obtained in fresh rocks by K-Ar isochrones for minerals, as was shown by Harper (1970) and Kräutner et al. (1976).

BIBLIOGRAFIE

HARPER C. T. (1970), *Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 los from metamorphic minerals*, Eclogae Geol. Helv., **63**, *1*, 119—141, Basel.

KRÄUTNER H. G., KRÄUTNER FLORENTINA, TĂNĂSESCU ANCA, NEACȘU VASILICA (1976), *Interpretation des âges radiometriques K-Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple — les Carpates Orientales*, An. Inst. geol., geofiz., **LI**, București.

Primit în redacție la 25 mai 1976 *Institutul de geologie și geofizică*

FORMAȚIUNILE CRISTALOFILIENE DIN SUD-ESTUL MUNȚILOR ALMĂJULUI (BANAT)

DE

KLAUS GUNNESCH, MARINA GUNNESCH

1. INTRODUCERE

Prezenta lucrare este rezultatul unor prospecțiuni geologice efectuate în sud-estul Munților Almaj (K. Gunnesch și colab., 1975 R), cu care prilej s-au evidențiat aspecte noi privind petrografia, petrogeneza și structura zonei cercetate.

Perimetrul cercetat este limitat de metagabbrourile de Plavișevița la vest, granitoidul de Ogradena la est, paralela ce trece prin vîrfurile Șoblanu și Striniacu Mare la nord, iar la sud este bordat de Dunăre (fig. 1).

Primele mențiuni cu privire la șisturile cristaline din această regiune aparțin lui Cotta (1855), Foetterle (1869) și Koch (1872).

Între anii 1855 și 1903, Schafarzik a contribuit la cunoașterea geologiei Munților Almaj.

Al. Codarcea, în lucrarea de sinteză publicată în 1940, a separa. din punct de vedere structural trei zone : internă, mediană și externă. În această accepțiune suprafața la care se referă lucrarea de față cuprinde zona mediană — seria de Corbu — și zona externă — seria de Neamțu.

I. Bercia și Elvira Bercia (1955—1966 R) au prezentat date stratigrafice și tectonice din Banatul de sud-est, stabilind schema geotectonică a magmatismului hercinic ce s-a manifestat în această regiune.

O. Gheruci și V. Serafimovici (1965, 1966 R) au adîncit studiul formațiunilor cristaline, cu care prilej au adus o serie de detalii petrografice și structurale.

Marcela Dessila-Codarcea și Al. Codarcea (1968) au considerat cele trei serii cristaline din unitatea Retezat—Ogradena corespunzătoare unor cicluri de sedimentare, magmatism și metamorfism, suprapuse.

Ulterior, I. Bercia și Elvira Bercia (1975) au contribuit la aprofundarea cunoașterii geologiei sectorului românesc al Dunării, cu care ocazie s-a încercat și corelarea unităților și liniilor structurale de pe cele două maluri ale Dunării.

Lucrarea de doctorat a lui N. Anastasiu (1976) a avut ca subiect granitoidul de Ogradena, autorul urmărind și relațiile dintre rocile granitoide și formațiunile cristaline.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1 , P. 23–32, BUCUREȘTI, 1978

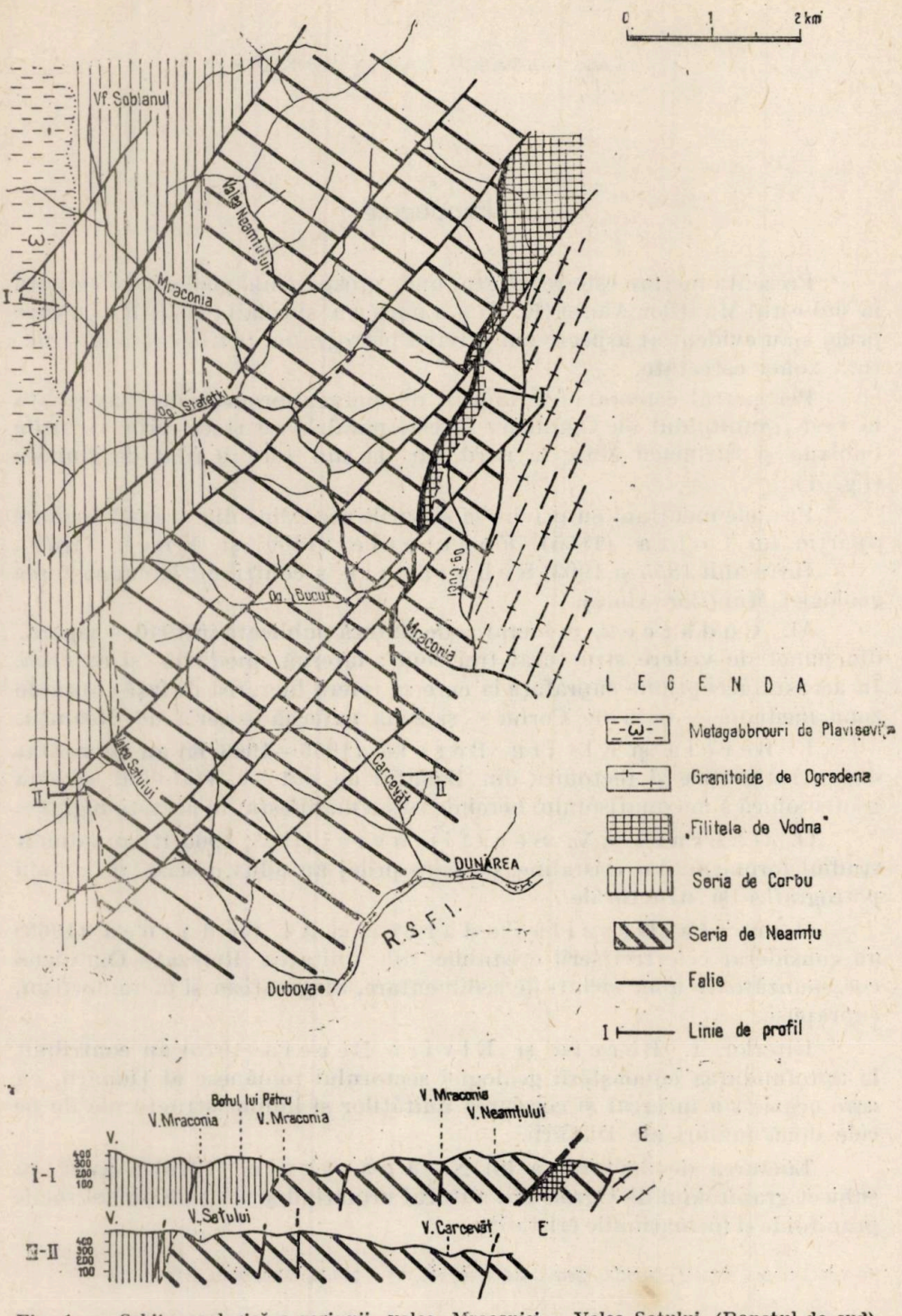


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii valea Mraconiei — Valea Satului (Banatul de sud).

2. CARACTERIZARE PETROGRAFICĂ

Șisturile cristaline în studiu alcătuiesc fundamentul unității Retezat—Ogradena, fiind reprezentate prin seria de Neamțu și seria de Corbu.

Seria de Neamțu se dezvoltă între seria de Corbu la vest și granitoidul de Ogradena la est, cuprinzînd o stivă eterogenă de șisturi cristaline, reprezentate prin gnaise granulare cu biotit asociate cu roci amfibolice și rare intercalații de cuarțite micacee, cuarțite feldspatice, șisturi biotitice și micașisturi, cu o grosime, în regiunea cercetată, de circa 1800—1 900 m.

În cele ce urmează vom face o succintă prezentare petrografică a acestor roci, scoțînd în evidență aspectele de importanță petrogenetică.

Gnaisele cu biotit, tipul petrografic predominant, se prezintă în două varietăți: gnaise plagioclazice (plagiognaise) și gnaise microclinice. Parageneza, pentru ambele varietăți, este: (plagioclaz$_{15-25\%An}$ → sericit) + microclin + cuarț + (biotit → clorit) ± (almandin → clorit, oxizi de fier) ± apatit ± titanit ± zircon. Feldspatul potasic apare întotdeauna proaspăt și, cel puțin în parte, este dezvoltat mai tîrziu (corodează feldspatul plagioclaz). Biotitul, mineralul femic principal, este prezent sub formă de lamele orientate după o singură direcție. Dintre mineralele accesorii, cel mai adesea apare titanitul (în parte format, probabil, în procesul de cloritizare a biotitului), uneori transformat în leucoxen.

Gnaisele oculare le considerăm o varietate structurală a gnaiselor cu biotit, formate în urma unor procese de dinamometamorfism. Se remarcă fenoclaste de microclin, cu contururi ovoidale, într-o mezostază șistoasă, planurile de stratificație ale rocilor reprezentînd în mod evident plane de laminare.

În mod frecvent apar, sub forma unor intercalații, gnaise amfibolice, amfibolite și metadiorite.

Gnaisele amfibolice, roci cu aspect rubanat, se caracterizează prin parageneza: (hornblendă → epidot + clorit + calcit) + (plagioclaz$_{30-35\%An}$ → → sericit) + cuarț ± (biotit → clorit) ± apatit ± titanit ± zircon. Hornblenda verde este reprezentată prin varietatea tschermakit (Ng — verde, Nm — brun, Np — galben verzui; unghiul de extincție c: Ng = 20°; 2 V = 70°).

Variabilitatea proporției hornblendă-plagioclaz generează tranziții spre amfibolite. Parageneza întîlnită în astfel de roci este: (hornblendă → → epidot + clorit + calcit) + plagioclaz$_{30-35\%An}$ ± cuarț ± (biotit → clorit) + + minerale accesorii.

Autori anteriori (I. Bercia, Elvira Bercia, 1955—1966 R; O. Gheruci, V. Serafimovici, 1965 R) au descris sub denumirea de „hornblendite" benzile de melanocrate din sillurile de amfibolite. Deoarece acest termen este rezervat rocilor eruptive ultramafice, nu ni se pare oportun folosirea lui în continuare, fiind vorba, în cazul de față, doar de separații melanocrate în cadrul rocilor amfibolice.

Metadioritele apar pe văile Mraconia și Poiana Corbului. Parageneza: (plagioclaz$_{35\%An}$ → sericit) + (hornblendă → clorit, epidot, calcit) + (biotit → clorit) + cuarț + titanit ± apatit ± zircon. Habitusul prismatic al plagioclazilor și maclele complexe (tip albit — Karlsbad) pledează

în favoarea originii magmatice a acestor roci. Raportul metadioritelor cu șisturile cristaline sugerează punerea în loc sub formă de dyke-uri de-a lungul unor linii structurale de minimă rezistență (axe de anticlinale).

Cuarțitele micacee și cuarțitele feldspatice prezintă parageneza : cuarț + (plagioclaz$_{15-20\%An}$ → sericit) + (biotit → clorit) ± muscovit + + minerale accesorii, în care variația ponderii cuarț, respectiv feldspat, a condus la separarea celor două tipuri de roci.

Micașisturile apar cu totul sporadic. Parageneza : cuarț + (biotit → → clorit) + muscovit + plagioclaz$_{26\%An}$ ± zircon ± magnetit.

Seria de Corbu se dezvoltă la vest de seria de Neamțu, pînă la limita cu metagabbrourile de Plavișeviță, pe o grosime, în regiunea cercetată, de circa 600 m. Principalele tipuri de roci ce alcătuiesc această serie sînt : șisturi cuarțito-cloritoase ± sericit, filite, șisturi cuarțito-albitice cu sericit, șisturi amfibolice, șisturi sericito-grafitoase, calcare cristaline și șisturi muscovitice cu granați.

Șisturile cuarțito-cloritoase ± sericit constituie fondul petrografic al seriei. Asociația de minerale caracteristică este următoarea : cuarț + + clorit + albit ± (biotit → clorit) ± sericit ± grafit ± calcit ± magnetit. Creșterea cantitativă a unora dintre componenți determină apariția unor varietăți : șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice cu grafit, șisturi sericito-cuarțitice cu grafit etc.

Filitele apar sub forma unor nivele cu grosimi reduse. Parageneza : cuarț + albit + clorit + sericit ± grafit ± minerale argiloase ± magnetit ± calcit.

Șisturile cuarțito-albitice cu sericit (metagraywacke) prezintă asociația de minerale : albit + cuarț + sericit ± muscovit ± (biotit → clorit) ± ± magnetit ± turnalină ± (granați → clorit, oxizi de fier). Parageneza menționată și lipsa formelor cristalografice la mineralele componente ar indica ca rocă premetamorfică o gresie feldspatică de tipul graywackelor.

Calcarele cristaline se caracterizează prin compoziția mineralogică : calcit + cuarț ± apatit ± oxizi de fier.

Șisturile muscovitice cu granați au fost întîlnite la limita seriei de Corbu cu seria de Neamțu (Valea Satului — Dubova, bazinul văii Mraconia, vf. Șoblanu). Parageneza : cuarț + muscovit + clorit + granați ± ± apatit ± albit ± oxizi de fier. Se remarcă prezența a două generații de granați (almandin [1]), granulele primei generații fiind cataclazate și parțial transformate în clorit + oxizi de fier.

În complexul de roci tipic sedimentogene sînt intercalate roci cu caracter magmatogen-tufogen, reprezentate prin șisturi amfibolice, metatufuri bazice, metatufite bazice și acide. Prezența lor (în proporție mai redusă decît s-a considerat pînă în prezent) conferă seriei de Corbu un caracter vulcanogen-sedimentar.

Șisturile amfibolice constituie intercalații subțiri în masa rocilor terigene, fiind caracterizate prin parageneza : actinolit + cuarț + clorit ± ± (biotit → clorit) + albit ± talc ± oxizi de fier.

Metatufurile și metatufitele bazice prezintă următoarea asociație de minerale : actinolit + albit + cuarț + clorit ± epidot ± zoizit ± mag-

[1] Tipul de granat a fost determinat roentgenografic cu ajutorul metodei Debye-Scherrer ; analist : geolog Galina Kușmirenko, I. G. P. S. M. S., București.

netit ± sericit. În cazul metatufitelor se remarcă o alternanță de benzi de material vulcanogen : actinolit, clorit, albit (maclat, uneori cu contururi cristalografice) cu benzi de natură terigenă : cuarț, sericit.

Metatufitele acide au parageneza : cuarț + albit + clorit + sericit ± calcit ± magnetit. Ca și în cazul metatufitelor bazice, există o rubanare : benzi formate din elemente litice (sericit, clorit, cuarț) alternează cu benzi constituite predominant din cristale de cuarț (corodat sau contururi bipiramidate) și albit (maclat).

„Filitele de Vodna", separate de către cercetătorii anteriori (Al. Codarcea, 1940; Marcela Dessila-Codarcea, Al. Codarcea, 1968; I. Bercia, Elvira Bercia, 1955—1966 R, 1975) apar în apropierea granitoidului de Ogradena. În cadrul acestei „serii" am distins următoarele tipuri petrografice : filite, șisturi cuarțito-cloritoase ± sericit, metagraywacke, șisturi amfibolice, calcare cristaline. Seria de Vodna reprezintă, în accepțiunea noastră, aceeași serie de Corbu. Argumentele pentru susținerea acestei idei vor fi prezentate ulterior în această lucrare.

3. CONSIDERAȚII PETROGENETICE

În legătură cu geneza rocilor ce alcătuiesc cele două serii cristaline, se pot face următoarele considerații :

Materialul premetamorfic al seriei de Neamțu a fost în mod predominant de origine sedimentară (gresii feldspatice și cuarțitice) (I. Bercia, Elvira Bercia, 1955—1966 R), în care s-au intercalat, la diferite nivele, produse ale unui magmatism inițial. Metamorfismul regional s-a produs în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit — almandin, fapt ilustrat de următoarele parageneze caracteristice :

1) cuarț + microclin + plagioclaz$_{15-25\%An}$ + biotit + almandin (în rocile cuarțo-feldspatice) ;

2) cuarț + biotit + muscovit + plagioclaz$_{15-20\%An}$ (în rocile metapelitice) ;

3) hornblendă verde + plagioclaz$_{30-35\%An}$ + epidot ± almandin (în amfibolite).

În privința proceselor metamorfice, cercetările noastre au adus un element nou : existența unui metamorfism regresiv, care a afectat toate nivelele de roci din cadrul seriei de Neamțu. Este de presupus că, cel puțin în parte, desfășurarea proceselor de transformare să fi fost stimulată de dinamometamorfism (în condițiile pătrunderii în sistem a unor fluide). Legătura strînsă dintre deformare și retromorfism este cunoscută și a fost remarcată în diferite unități geologice din țara noastră (exemple în acest sens sînt citate de către N. Anastasiu, 1976).

Paragenezele de dezechilibru caracteristice sînt : biotit — clorit, hornblendă — clorit, plagioclaz$_{>10\%AN}$ — albit, almandin — clorit + oxizi de fier.

Dintre transformări, reține atenția, în mod deosebit, înlocuirea plagioclazului prin sericit și, în unele cazuri, prin feldspat potasic. Formarea din abundență a sericitului (concomitent cu apariția altor minerale secundare —

clorit, calcit, cuarț) în rocă s-ar putea datora reacției dintre biotit și componenta anortitică a feldspatului plagioclaz, în prezența apei și a bioxidului de carbon [2].

Trebuie semnalată frecvența mare a concrețiilor de tip „myrmekit". Formarea lor o explicăm, de asemenea, pe fondul general al unor mișcări de deformare, prin remobilizarea parțială a cuarțului și substituția de către acesta a plagioclazului (M. Ș e c l ă m a n, 1971).

În privința proceselor de feldspatizare, care au afectat seria de Neamțu, considerăm : a) zonele de feldspatizare din jurul masivului granitoid de Ogradena de natură arteritică — „injecții granitice ce au condus la aspecte agmatitice, stromatitice, ptigmatice" (N. A n a s t a s i u, 1976); b) ocurențele izolate de roci feldspatizate (îmbogățiri locale în feldspat potasic), la distanțe mari față de masivul granitic, ca fiind formate printr-o remobilizare „in situ" (procesul a fost favorizat de rolul catalitic al deformărilor); c) materialul leucocrat din constituția gnaiselor, ce conferă acestora uneori un aspect rubanat, ca rezultat fie al proceselor de diferențiere metamorfică (N. A n a s t a s i u, 1976), fie al „injecțiilor" provenite de la un corp granitic ascuns [3].

Seria de Corbu cuprinde complexe de roci preponderent detritice, cu intercalații de metatufuri și metatufite bazice și acide, precum și rare lentile de roci carbonatice.

Paragenezele întîlnite sînt tipice pentru domeniul cu grad scăzut de metamorfism :

1) cuarț + muscovit (sericit) + clorit + albit (în șisturile pelitice);

2) calcit + cuarț + clorit (în rocile carbonatice);

3) albit + actinolit + epidot + clorit + cuarț (în șisturile amfibolice).

Aceleași parageneze caracterizează și „filitele de Vodna".

Uneori au fost remarcate, în cadrul rocilor aparținînd seriei de Corbu și filitelor de Vodna, asociații de minerale ce indică o adaptare incompletă la noi condiții termodinamice : biotit → clorit, granat (almandin) → clorit + oxizi de fier și hornblendă (varietate nedeterminabilă) → clorit. Aceste fapte de observație sugerează posibilitatea ca seria de Corbu să fi ajuns la echilibrele faciesului șisturilor verzi ca urmare a unor fenomene de intens retromorfism.

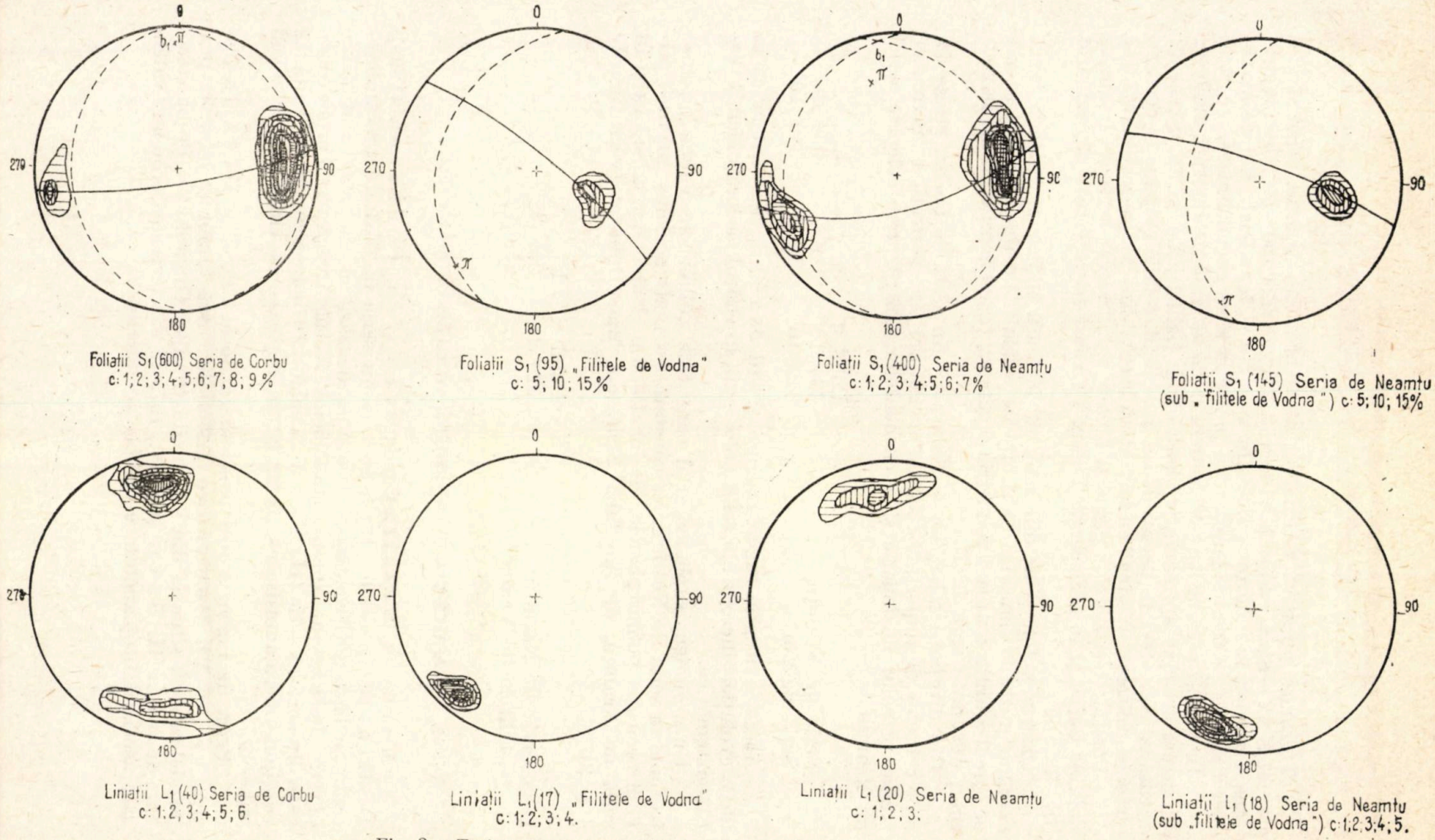
4. ELEMENTE STRUCTURALE

Din punct de vedere structural, regiunea cercetată aparține autohtonului danubian. Cele două serii cristaline reprezintă fundamentul unității Retezat—Ogradena.

---

[2] $5KAlMg_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 8CaAl_2Si_2O_8 + 12H_2O + 8CO_2$
biotit anortit
$\rightarrow Mg_5AlSi_3AlO_{10}(OH)_8 + 5KAl_3Si_3O_{10} + 8CaCO_3 + 7SiO_2$
clorit sericit

[3] Un argument în favoarea ultimei posibilități ar fi ivirile de roci granitice puse în evidență de noi în zona Dubova (pe un afluent al Dunării).



Foliații S_1 (600) Seria de Corbu
c: 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9 %

Foliații S_1 (95) „Filitele de Vodna"
c: 5; 10; 15 %

Foliații S_1 (400) Seria de Neamțu
c: 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7 %

Foliații S_1 (145) Seria de Neamțu
(sub „filitele de Vodna") c: 5; 10; 15%

Liniații L_1 (40) Seria de Corbu
c: 1; 2; 3; 4; 5; 6.

Liniații L_1 (17) „Filitele de Vodna"
c: 1; 2; 3; 4.

Liniații L_1 (20) Seria de Neamțu
c: 1; 2; 3.

Liniații L_1 (18) Seria de Neamțu
(sub „filitele de Vodna") c: 1; 2; 3; 4; 5.

Fig. 2 — Tectonograme (proiecții în emisfera sudică).

Tectonica plicativă se caracterizează prin cute strînse, orientate în general NNV—SSE, cu înclinări mari ale flancurilor (60—80°). În majoritatea cazurilor, afundările axiale sînt spre NNV, fapt ilustrat și de maximele obținute pe tectonogramele cu proiecția elementelor liniare.

În cadrul regiunii se pot deosebi două sisteme de fracturi majore: un sistem orientat aproximativ nord—sud (falii tip bc) și un sistem cu orientarea NE—SV. În partea de est a regiunii, o falie bc pune în contact tectonic „filitele de Vodna" cu formațiunile cristaline ale seriei de Neamțu.

Pozițiile elementelor plane și liniare, măsurate în seria de Neamțu, seria de Corbu și în „filitele de Vodna", au fost reprezentate diagramatic (fig. 2).

Diagrama foliațiilor din seria de Neamțu indică prezența a două maxime, aproape simetrice unul față de celălalt. Poziția acestor maxime pe cercul π arată o ușoară asimetrie a cutelor, cu înclinări mari ale flancurilor, deversate spre ENE.

Din diagrama foliațiilor și liniațiilor din seria de Corbu, reiese un fapt deosebit de important: suprapunerea aproape perfectă a maximelor polilor planelor de foliație și a elementelor liniare peste cele ale seriei de Neamțu.

	Polul π	b_1	l_1
Seria de Neamțu	334°/20°	348°/2°	334°/20°
Seria de Corbu	342°/10°	348°/2°	340°/16°

Această situație sugerează același stil de cutare și ne-a condus la ideea evoluției sincrone ale celor două serii, în cadrul acelorași cicluri tectonomagmatice.

Un argument suplimentar îl constituie „filitele de Vodna", prinse tectonic în seria de Neamțu. Se constată existența acelorași maxime privind proiecția polilor planelor de foliație și a elementelor liniare ca și în seria de Neamțu, de sub falia Striniacu Mic—Dubova (vezi figurile 1 și 2).

	Polul π	l_1
Seria de Neamțu	220°/10°	220°/12°
„Filitele de Vodna"	206°/10°	208°/12°

5. APRECIERI ASUPRA VÎRSTEI ȘI EVOLUȚIEI METAMORFITELOR

Marcela Dessila-Codarcea și Al. Codarcea (1968), D. Giușcă și colab. (1969) au atribuit seria de Neamțu precambrianului, pe baza poziției stratigrafice și paralelizării cu complexul amfibolitic al seriei de Drăgșani. Analiza palinologică efectuată asupra unei probe colectate din această serie (H. Savu și colab., 1975 R) a pus în evidență un conținut microfaunistic cu forme ce nu depășesc ca vîrstă proterozoicul superior.

Seria de Corbu a fost considerată de Marcela Dessila-Codarcea și Al. Codarcea (1968) de vîrstă cambrian inferior, prin paralelizare cu situația din sinclinalul Crnajka (Iugoslavia). Probe colectate de Bercia (H. Savu și colab., 1975 R) din seria de Corbu au evidențiat asociații fitoplanctonice cambriene inferioare.

După cum s-a arătat, există o concordanță deplină a elementelor plane și o coaxialitate a elementelor liniare în seriile de Neamțu și Corbu.

Pe baza acestor date și ținînd cont de asemănarea de litologie premetamorfică dintre seriile de Neamțu și Corbu și formațiunile cristalofiliene din autohtonul Banatului, atribuim seriilor Neamțu—Corbu vîrsta proterozoic superior—cambrian inferior.

Deși am folosit termenul de „serii", ar părea oportună întrebuințarea, în continuare, a termenilor de „complexe" — complexul gnaisic pentru seria de Neamțu și complexul clorito-sericitos pentru seria de Corbu —, deoarece considerăm că au evoluat împreună, în cadrul acelorași cicluri tectonomagmatice. Referitor la „filitele de Vodna", le considerăm parte constituentă a „seriei" de Corbu, deoarece există o identitate de litologie, vîrstă, grad de metamorfism și se situează în aceleași relații spațiale față de „seria" de Neamțu.

În ceea ce privește metamorfismul, se remarcă caracterul polimetamorfic al formațiunilor de Neamțu și Corbu.

În ordinea succesiunii, stiva de roci vulcano-sedimentare a suferit un metamorfism regional, în faciesul amfibolitelor cu almandin. Dacă acceptăm vîrsta proterozoic superior—cambrian inferior pentru „seriile" de Neamțu—Corbu, se poate admite posibilitatea ca această fază de metamorfism să se fi datorat orogenezei caledoniene. Rocile astfel transformate au fost afectate ulterior de retromorfism regional și retromorfism dinamic. Ca efect al fenomenelor de retromorfism, partea superioară a stivei de roci — „seria" de Corbu — a fost adusă la condițiile faciesului de șisturi verzi.

Metamorfismul regresiv regional poate fi pus pe seama orogenezei hercinice [4], care, în această regiune, s-a manifestat cu o intensitate deosebită. În sprijinul acestei ipoteze vin și datele de vîrstă radiogenă, stabilită prin metoda K-Ar : 240, 260 și 305 mil. ani (L. Pavelescu și colab., 1975).

Prezența unor vîrste mai mici (168, 127 mil. ani) indică efectele orogenezei alpine, care au condus la întinerirea terenurilor cristaline în aria cercetată de noi.

6. CONCLUZII

Formațiunile cristalofiliene din sud-estul munților Almăjului s-au format și au evoluat împreună, în cadrul acelorași cicluri tectono-magmatice.

Seriile de Neamțu, Corbu și Vodna reprezintă o stivă de roci cu caracter vulcano-sedimentar, de vîrstă proterozoic superior—cambrian inferior, ce au suferit un polimetamorfism : metamorfism regional, legat probabil de orogeneza caledoniană, și metamorfism regresiv dinamic și regional, ultimul datorîndu-se orogenezei hercinice.

---

[4] Un punct de vedere asemănător a fost exprimat și de N. Anastasiu (1976).

THE METAMORPHITES OF THE SOUTH-EASTERN ALMAJ MOUNTAINS (BANAT)

ABSTRACT

Structural and petrogenetical data on the metamorphites provide evidence that the Neamțu and Corbu series evoluted simultaneously in geological times. They exhibit a polymetamorphic character represented by presumably caledonian regional metamorphism followed by supposed Hercynian dynamic and regional retromorphism.

BIBLIOGRAFIE

Anastasiu N. (1976), *Studiul petrografic și geochimic al granitoidelor de Ogradena*, An. Inst. geol., **XLIX**, București.

Bercia I., Bercia Elvira (1968), *Notă explicativă la foaia 1:200 000 Baia de Aramă*, Inst. geol., București.

— (1975), *Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat — Carpații Meridionali)*, An. Inst. geol., **XLIII**, București.

Codarcea Al. (1940), *Vues nouvelles sur la téctonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. Géol. Roum., **XX**, București.

Codarcea-Dessila Marcela, Codarcea Al. (1968), *Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de șisturi cristaline din partea de SE a Banatului*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **13**, *1*, București.

Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969), *Sequence of tectonomagmatic pre-alpin cycles on the territory of Romania*, Acta Geol. Acad. Hung., **13**, Budapest.

Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G. (1975), *K-Ar Age Determinations from the Apuseni and the Banat Mountains*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géophysique, **19**, Bucarest.

Schafarzik F. (1890), *Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung Orșova, Ieșelnița und Ogradena*, Jahrb. d.k.k. ung. geolog. A. F., Budapest.

Șeclăman M. (1971), *Contribuții la cunoașterea myrmekitelor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *1*, București.

Primit în redacție la 4 aprilie 1977

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

SEMNIFICAȚIA GENETICĂ A COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE DINTRE ELEMENTELE METALICE DIN ZĂCĂMINTELE DE SULFURI POLIMETALICE*

DE

ANDREI GURĂU

1. INTRODUCERE

Aplicarea cercetărilor de statistică matematică în geochimie este relativ recentă. Ea se datorește necesității de a pătrunde cît mai adînc în taina proceselor geologice și a legilor după care acestea se repetă în timp și spațiu.

La noi în țară, dezvoltarea cercetărilor de statistică matematică în geologie se datorește prof. V. Ianovici și colab. (1965, 1968, 1971 *a*, 1971 *b*). Studiul statistic matematic al elementelor chimice din zăcăminte a primit, prin acești autori, denumirea de metodă chimico-statistică, noțiune care reflectă mai bine domeniul pe care îl analizează.

Dacă pentru fundamentarea concluziilor teoretice privind formarea zăcămintelor cercetările chimico-statistice își dovedesc pe deplin eficacitatea, nu mai puțin importante sînt concluziile practice care se desprind pentru prospectarea mineralizațiilor de sulfuri polimetalice.

Plecînd de la premisa cunoscută că legile de distribuție geochimică a elementelor metalice în zăcăminte reflectă modul lor de formare, vom analiza în această comunicare semnificația genetică, care se poate atribui coeficienților de corelație dintre elementele majore : Cu, Pb, Zn, parțial Mo, Au și Ag din unele zăcăminte de sulfuri polimetalice deosebite ca structură și condiții genetice de formare. Problema care s-a urmărit se referă la modul în care coeficienții de corelație dintre aceste elemente reflectă intensitatea proceselor de diferențiere geochimică în timp (diferite momente și faze de mineralizare) și spațiu (zone de minereu primar, zone de interferență a unor momente succesive de mineralizare-pulsații, zone de cimentație și oxidație etc.) și, legat de aceasta, semnificația coeficienților de corelație ca criteriu genetic de apreciere a condițiilor de formare a zăcămintelor de sulfuri polimetalice.

Exprimarea matematică a corelației dintre elemente, ca semnificație a legăturii dintre ele, și importanța ei în cercetările chimico-statistice au fost arătate de V. Ianovici și Al. Dimitriu (1968) și de I. P. Șarapov (1968). Puterea acestor legături se exprimă matematic prin valori (coeficienți de corelație) care pot varia de la —1 la 1, și anume : legătura dintre două elemente este cu atît mai puternică cu cît valoarea coeficienților de corelație *(r)* este mai apropiată de 1. În acest caz cele două elemente sînt legate între ele printr-o dependență funcțională, liniară și.

---

* Comunicare în ședința din 21.XII.1976 a sesiunii de comunicări științifice a I.G.P.S.M.S.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 33–42, BUCUREȘTI, 1978

ambele mărimi variază deopotrivă în același sens. Dimpotrivă, dacă valoarea coeficienților de corelație se apropie de —1, atunci dependența are un caracter negativ, în sensul că odată cu creșterea uneia din mărimi se micșorează valoarea celeilalte. Cînd valoarea coeficienților de corelație se apropie de zero, între cele două elemente nu există vreo legătură corelativă, acestea fiind independente.

Din punctul de vedere al chimismului, zăcămintele polimetalice constituie sisteme cu mai multe caracteristici. Estimarea formei și a intensității legăturilor corelative pentru distribuțiile cu mai multe caracteristici, arată V. Ianovici și Al. Dimitriu (1968), este o chestiune complicată, unde dificultatea crește proporțional cu numărul lor.

Legătura aproximativă dintre două elemente se exprimă prin coeficienți de corelație simplă. Cînd legătura dintre două elemente este influențată și de prezența unui al treilea element, puterea acestei legături se exprimă matematic prin coeficienți de corelație parțială, în care se exclude influența legăturii cu alte elemente. Legătura dintre un element cu mai multe elemente asociate, cum ar fi, de exemplu, a Zn cu Pb și Cu, se exprimă matematic prin coeficienți de corelație multiplă *(R)*.

2. METODA DE CALCUL A COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE

Studiul corelației elementelor majore l-am efectuat atît prin metode grafice, prin întocmirea diagramelor de corelație, cît și prin metode statistice matematice, determinînd expresia matematică a legăturilor corelative prin calcularea coeficienților de corelație simplă, parțială și multiplă.

Coeficienții de corelație simplă și parțială s-au calculat prin metoda directă indicată de V. Ianovici și Al. Dimitriu (1968) și de I. P. Șarapov (1968).

$$r_{xy} = \frac{ax \cdot ay}{a^2x \cdot a^2y} = \text{coef. de corelație simplă (1)};$$

$$r_{xz(y)} = \frac{r_{xz} - r_{xy} \cdot r_{yx}}{\sqrt{(1 - r_{xy}^2) \cdot (1 - r_{yz}^2)}} = \text{coef. de corelație parțială (2)}$$

în care x, y, z reprezintă conținuturile elementelor chimice de studiat (Cu, Pb, Zn, Au, Ag); ax, ay, az, abaterea medie a conținuturilor individuale ale probelor față de conținutul tuturor probelor din selecție, iar a^2x, a^2y, a^2z, abaterile medii pătrate ale conținuturilor chimice.

Expresia matematică a legăturii multiple dintre Cu, Pb, Zn, Au, Ag am determinat-o, de la caz la caz, prin calcularea coeficienților de corelație multiplă (R) după formula lui Romanovski (din I. P. Șarapov, 1968)

$$R = +\sqrt{\frac{r_{xz}^2 - 2r_{xz} \cdot r_{yz} + r_{yz}^2}{1 - r_{xy}^2}} = \text{coef. de corelație multiplă} \qquad (3)$$

3. CORELAȚIA Cu-Pb-Zn ÎN ZĂCĂMÎNTUL ALTÎN-TEPE (DOBROGEA CENTRALĂ)

Zăcămîntul Altîn-Tepe este format dintr-un număr de corpuri de minereu în formă de coloane eliptice dispuse eșalonat. Mineralizația este constituită din sulfuri (pirită, calcopirită, blendă, calcozină, covelină, bornit, galenă), oxizi de fier (magnetit și oligist), iar ca minerale de gangă : cuarț, baritină, calcit (Al. Codarcea, N. Petrulian, 1942 R; I. Nițulescu și colab., 1967; M. Mureșan, 1969; V. Ianovici și colab., 1971 *a*; A. Gurău, 1970, 1973).

Zăcămîntul este localizat în șisturi cristaline mezometamorfice retromorfozate (V. Ianovici, D. Giușcă, 1961) sau epimetamorfice (M. Mureșan, 1969; St. Cosma și colab., 1958).

Prin cercetările petrografice și microtectonice conjugate (A. Gurău, 1973) s-a putut demonstra că lentilele de minereu s-au format la intersecția unor fracturi de tip hol și ac, care intersectează atît șisturi epimetamorfice, cît și mezometamorfice.

Genetic, zăcămîntul a fost interpretat ca : singenetic (C. Gheorghiu, 1958; M. Mureșan, 1969); geneză mixtă (Al. Codarcea, N. Petrulian, 1942 R; V. Ianovici și colab., 1971, *a)* sau hidrotermal postmetamorfică (I. Nițulescu și colab., 1967; A. Gurău, 1973).

Studiul corelațiilor elementelor majore (Cu, Zn, Pb) s-a făcut pentru mineralizațiile din lentilele I, II, III și IV la nivelul orizonturilor de exploatare —450 și —500 m (A. Gurău, 1973).

Din calcule rezultă că, în general, între elementele majore (Cu, Zn, Pb), la nivelul orizonturilor —450, —500, predomină o legătură slabă, apropiată de zero. Coeficienții de corelație negativă între cele trei elemente sau apropiați de zero se datoresc proceselor de diferențiere chimică a elementelor în soluții hidrotermale. Valoarea și semnul coeficienților de corelație determinați pentru lentilele I, II, III—IV, la nivelul orizonturilor —450 și —500m, au și o semnificație geochimică, în sensul că reflectă zonalitatea geochimică a Cu și Zn în secțiune transversală pe corpurile din zona de minereu primar (A. Gurău, 1973).

Dacă pentru mineralizația din corpurile cu textură compactă de la orizonturile —450 și —500 coeficienții de corelație dintre Cu, Zn, Pb sînt negativi, sau slab pozitivi apropiați de zero, în schimb la orizonturile inferioare, în mineralizația interceptată cu forajele 901, 903, 904, 906, coeficienții de corelație pentru aceleași elemente, determinați de V. Ianovici și Al. Dimitriu (1971 *b)*, sînt pozitivi, cuprinși între 0,4 și 0,8, atît pentru minereul compact din interiorul lentilelor, cît și pentru zonele de impregnație din jurul mineralizației compacte.

Variația pe verticală a valorilor coeficienților de corelație, de la pozitivi în adîncime, spre negativi la nivele superioare, dovedește că procesul de diferențiere chimică a Cu, Zn, Pb s-a manifestat și pe înclinarea coloanelor de minereu. Diferențierea cea mai pronunțată se remarcă pentru Cu și Zn din lentila I ($r_{Cu-Zn} = -0{,}37$), urmată de lentila III ($r = -0{,}2$), precum și pentru Zn și Pb din lentila II ($r_{Zn-Pb} = -0{,}99$). Intensitatea proceselor de diferențiere chimică a elementelor majore diferă de la o lentilă la alta și de la un element chimic la altul. Variația coeficienților de corelație Cu, Pb, Zn, pe înclinarea lentilelor de minereu, este

în concordanță cu rezultatele structural-microtectonice și cu distribuția zonară a Cu, Zn, Pb în corpurile de minereu (A. Gurău, 1973). Aceste caracteristici sînt specifice proceselor de diferențiere chimică a elementelor metalice în soluții hidrotermale epigenetice (V. Ianovici și colab., 1971 *a*).

Din datele prezentate se mai desprinde ideea că valoarea pozitivă, apropiată de 1, a coeficienților de corelație dintre elementele majore din zona cu sulfuri primare, are și o semnificație genetică în sensul că reflectă apropierea mineralizațiilor de sursa care le-a generat. Cînd valoarea coeficientului de corelație este mai apropiată de —1, cu atît mai mari sînt intensitatea procesului de diferențiere geochimică și distanța mineralizației față de sursa de mineralizare.

4. CORELATIA Cu, Pb, Zn ÎN ZĂCĂMÎNTUL CORTELU—SOMOVA (DOBROGEA DE NORD)

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Cortelu—Somova este localizat într-un corp de porfire cuarțifere de vîrstă chimmerică veche, care a străbătut calcarele de vîrstă carniană (A. Gurău, T. Gridan, 1973 R, 1975). Mineralizația de sulfuri primare este constituită, predominant, din pirită, blendă, galenă, calcopirită și, cu totul subordonat, din tetraedrit. Mineralele de gangă asociate cu sulfurile sînt reprezentate prin calcit, care predomină, și, subordonat, prin baritină, cuarț și fluorină. Mineralizația este controlată de sisteme de fisuri de răcire reluate în mișcări tectonice exocinetice și se continuă și în rocile înconjurătoare — calcarele și calcarele baritizate de deasupra porfirelor cuarțifere în care se manifestă fenomene slabe de oxidație și de îmbogățire secundară.

Sulfurile din calcarele baritizate și din calcare au fost studiate de V. Ianovici și colab. (1957), iar cele din porfirele cuarțifere de A. Gurău și T. Gridan (1973 R, 1975).

Din cercetările autorilor menționați rezultă că zăcămîntul de sulfuri de la Somova este de origine hidrotermală de temperatură mezoepitermală. Coeficienții de corelație simplă și parțială Cu—Pb, Cu—Zn, Zn—Pb i-am calculat pentru fiecare lucrare minieră de la orizontul 78 (—20), care a interceptat mineralizația cu sulfuri primare, precum și pentru o parte din lucrările de la orizontul 100. Numărul total de analize intrate în calcul a fost de 514.

Majoritatea coeficienților de corelație calculați sînt pozitivi, dar valoarea cea mai mare o au coeficienții de corelație dintre Pb—Zn (r_{Pb-Zn} = = 0,60). Legătura dintre Zn—Pb este influențată de prezența Cu. Coeficienții de corelație parțiali sînt și ei pozitivi și în cea mai mare parte cu valori mari. Aceasta arată că cea mai mare cantitate de Zn și Pb aparține de un singur moment de mineralizare legat genetic de magma riolitică. Valoarea coeficienților de corelație dintre Cu—Pb și Cu—Zn este, în unele lucrări, foarte mică (fie pozitivă, fie negativă). Aceasta arată că mineralizația cupriferă aparține unui alt moment de mineralizare, iar acolo unde coeficienții de corelație Cu—Pb și Cu—Zn sînt pozitivi, cu valori mari, mineralizația cupriferă aparține de aceeași fază de mineralizare de care aparține și mineralizația plumbo-zinciferă.

Cele două faze de mineralizare au fost demonstrate și prin studiile structurale microtectonice și calcografice (A. Gurău, T. Gridan, 1973 R, 1975).

Studiile structurale au evidențiat mișcări tectonice sinmineralizante și postmineralizante. Astfel, s-au observat falii cu brecii mineralizate și cimentate cu sulfuri care intersectează filonașe ce aparțin unui moment de mineralizare anterior.

Mineralizația de calcopirită, blendă, galenă, pentru care coeficienții de corelație Cu—Pb, Cu—Zn, Zn—Pb sînt pozitivi, apropiați de 1, au structuri caracteristice de dezamestec, mirmechitice, cu aspect grafic și subgrafic între blendă și galenă și de emulsie a calcopiritei în blendă; raportul Cu : Pb : Zn este constant.

5. CORELATIA Cu—Pb—Zn—Mo ÎN ZĂCĂMÎNTUL ROȘIA-POIENI

Zăcămîntul de cupru-molibden de la Roșia-Poieni este localizat într-un corp liniar de andezite subvulcanice, sarmațian-pliocene, din bazinul structural metalogenetic Corabia—Roșia Montană (V. Ianovici și colab., 1969; R. Ștefan, St. Cosma, 1962; D. Rădulescu, M. Borcoș, 1967; A. Gurău, T. Gridan, 1973 R, 1975).

Mineralizația este constituită din sulfuri (pirită, calcopirită, calcozină, covelină, bornit, molibdenit, subordonat blendă, galenă, tetraedrit, tennantit), carbonați (malachit, azurit), iar cea de oxizi din magnetit și oligist (N. Petrulian, V. Brana, 1952; A. Gurău, T. Gridan, 1973 R, 1975; Olga Ionescu și colab., 1975; R. Ștefan, St. Cosma, Tr. Cristescu, 1975).

Cercetările microtectonice au demonstrat că mineralizația se prezintă sub formă diseminată în rocă și pe sisteme de fisuri de răcire și tectonice (exocinetice) (A. Gurău, T. Gridan, 1973 R, 1975).

Mineralele de gangă asociate sînt : cuarțul, care predomină, anhidritul, gipsul și zeoliții (desminul și schabazitul) subordonat.

Coeficienții de corelație s-au calculat separat pe lucrările miniere și foraje pentru Cu—Zn, Cu—Pb, Pb—Zn, Cu—Mo. Pentru Cu—Pb—Zn—Mo coeficienții de corelație au valori foarte mici, pozitive sau negative. Această caracteristică este specifică, îndeosebi pentru mineralizațiile care au fost interceptate cu forajele 6, 7 și 10.

Coeficienții de corelație cu valori foarte mici demonstrează lipsa unei legături genetice dintre elemente, datorită atît succesiunii unor noi faze de mineralizare, cît și suprapunerii peste mineralizația primară a unei mineralizații secundare. Ultima este mai evidentă în jurul fracturilor verticale pe care au circulat apele superficiale și este trădată de prezența covelinei și calcozinei.

Coeficienții de corelație pozitivi cu valori mai mari (0,49; 0,51) s-au obținut numai pentru perechea Cu—Pb din forajul nr. 2 pe o distanță de 148 m (500—648 m). Pentru această porțiune din zăcămînt Cu și Pb aparțin de un singur moment de mineralizare cu sulfuri primare. În ceea ce privește coeficientul de corelație Cu—Zn, pe același interval din forajul 2, acesta are valoarea negativă (—0,27; —0,35), ceea ce pledează pentru diferențierea acestor elemente în soluții. Valoarea zero a coeficientului

de corelaţie Pb—Zn din porţiunea descrisă a forajului 2 arată că este posibil ca cel puţin unul din aceste elemente (zincul?) să provină din unul sau mai multe minerale, aparţinînd la momente succesive de mineralizare.

Valori mai mari, negative, ale coeficienţilor de corelaţie s-au obţinut pentru Cu—Zn din forajul nr. 5 şi pentru Pb—Zn, din forajele 5 şi 11. Diferenţierea geochimică a Cu, Zn şi Pb pe înclinarea zăcămîntului Roşia-Poieni a fost evidenţiată şi prin diagramele ternare de compoziţie (A. Gurău, T. Gridan, 1975). Astfel, în galeria Muşca, la cota 950 m, mineralizaţia are caracter cupro-zincifer, iar mai în adîncime, capătă caracter cuprifer.

Datele chimico-statistice sînt în concordanţă cu cele mineralogice şi microtectonice privind stadiile şi fazele de mineralizare. Astfel, s-au evidenţiat două stadii de mineralizare (stadiul pneumatolitic hidrotermal şi stadiul hidrotermal) cu faze şi parageneze caracteristice fiecăreia.

În faza pneumatolitică s-au depus minerale din parageneza cuarţ, magnetit, molibdenit, calcopirită şi bornit, unde procesul a continuat cu fazele hipo- şi mezotermală. A urmat apoi faza epitermală de mineralizare cu două subfaze. Într-o primă subfază s-au depus mineralele din parageneza anhidrit, gips, pirită cu feţe de dodecaedru pentagonal, galenă, blendă (cu emulsii de argirodit-canfieldit (A. Gurău şi colab., 1977), tetraedrit, tennantit şi calcopirită. După această subfază de mineralizare a urmat o fază tectonică, în care timp s-au redeschis fracturile mineralizate anterior; şi în subfaza următoare de mineralizare, la o temperatură mai joasă s-au depus mineralele din parageneza: zeoliţi, calcopirită şi pirită.

6. CORELAŢIA Cu—Pb—Zn, Cu—Ag ÎN ZĂCĂMINTELE MUNCELU MIC SI VEŢEL

Aceste zăcăminte sînt situate în partea nord-estică a masivului cristalin Poiana Ruscă şi sînt localizate în metariolite stratiforme cutate, metamorfozate în faciesul de şisturi verzi (A. Gurău, 1967, 1974).

Mineralizaţia de la Muncelu Mic este preponderent zinco-plumbiferă cu predominarea zincului asupra plumbului şi cu conţinut redus de cupru, aur şi argint. Mineralizaţia de la Veţel este de tip complex. Astfel, în unele galerii predomină zincul (galeria 11 Iunie superior), iar în altele proporţia dintre Zn şi Cu este egală. Dintre mineralele metalice predomină pirita, blenda, galena, calcopirita, mai rar tetraedritul. Ca minerale secundare s-au evidenţiat covelina, calcozina, malachitul şi azuritul.

Coeficienţii de corelaţie dintre elementele majore s-au calculat, de asemenea, separat pentru fiecare galerie în parte care a interceptat mineralizaţiile.

Mineralizaţia polimetalică de la Muncelu Mic a fost cercetată la 5 nivele pe verticală, la sectorul central, şi la 2—3 nivele la celelalte sectoare.

Coeficienţii de corelaţie Zn—Pb se caracterizează prin valori pozitive, în general mari. Valori pozitive mari ale coeficienţilor de corelaţie

Cu—Zn s-au evidențiat pentru majoritatea cazurilor, iar valori mai mici, majoritatea pozitive, pentru Cu—Pb. Coeficienții de corelație multiplă, prin valorile lor ridicate, arată o dependență funcțională directă între toate elementele (Cu, Pb, Zn).

Coeficienții de corelație Au—Ag reflectă o legătură foarte slabă în sectorul central (—0,1), datorită migrării acestor elemente din zona de oxidație în zona de cimentație a zăcămîntului. La nivelul galeriei 13, coeficienții de corelație Au—Ag (0,31 ; 0,54) arată o legătură liniară, funcțională dintre aceste elemente, ca și în cazul celorlalte elemente. Coeficienții de corelație pozitivi sînt caracteristici pentru elementele din zonele neafectate de procesele hipergene.

Blenda, galena și calcopirita din aceste zone formează structuri de concreștere intimă, de tip grafic și subgrafic. În zăcămîntul de la Muncelu Mic raporturile cantitative între Zn, Pb, Cu variază constant și peste tot se respectă raportul : Zn > Pb > Cu. În zăcămîntul Vețel, acest raport se mai schimbă, în sensul că, în unele lucrări miniere, Zn și Cu pot fi în cantități egale. Majoritatea coeficienților de corelație mici, apropiați de zero, se remarcă pentru mineralizația din zona de cimentație, unde apare suprapunerea mineralizației hipergene peste cea endogenă (primară). Acești coeficienți sînt specifici, în cea mai mare parte, pentru Cu—Zn, Cu—Pb, ceea ce arată că mineralele primare de cupru s-au transformat mai intens, trecînd în calcozină, covelină, azurit, malachit.

Coeficienții de corelație negativă cu valori apropiate de —1, în aceste zăcăminte, care să exprime diferențieri ale elementelor în soluții hidrotermale endogene, sînt ca și inexistenți. Cele cîteva cazuri care există pentru Zn—Cu din galeriile 5 și 12 bis și pentru Zn—Pb din galeria 5 indică un proces de diferențiere datorită migrării cuprului din zona de oxidație în zona de cimentație.

Coeficienții de corelație pozitivi, cu valori mari pentru toate perechile de elemente din cele două zăcăminte, demonstrează că mineralizația este foarte aproape de sursa de mineralizare și că aparține, în cea mai mare parte, unui singur moment de mineralizare. Probabil că lava riolitică în desprinderea de vatra magmatică a conținut și o cantitate din elementele Zn, Pb, Cu, Au, Ag, care, prin răcire, au cristalizat sub formă de sulfuri cu aur și argint liber, în rețeaua sulfurilor.

Mineralizațiile din aceste zăcăminte se găsesc intim asociate cu rocile-gazdă — metariolitele — și nu au legătură cu fisurile sau faliile.

Pentru aceste mineralizații ar fi mai oportună considerarea unui mod de formare singenetic, în care metalele au venit împreună cu roca-gazdă — riolitele —, au cristalizat în stadiul hidrotermal și au suportat împreună cutarea, metamorfismul și tectonica disjunctivă postplicativă. Legătura dintre sulfurile metalice și metariolite ar fi, prin urmare, de înrudire paragenetică, în sensul exprimat de H. M. Abdulaev (1957). Pentru mineralizațiile de acest tip genetic termenul de „mineralizații singenetice endomagmatice" ar reflecta mai bine atît legătura genetică și spațială cu metariolitele, cît și mișcarea lor comună (A. Gurău, 1974).

7. CONCLUZII

Sintetizînd rezultatele calculelor coeficienţilor de corelaţie dintre elementele majore sulfofile şi unele elemente preţioase dintr-un număr de zăcăminte polimetalice diferite ca structură şi geneză, se pot trage următoarele concluzii :

a. Sensul şi mărimea valorică a coeficienţilor de corelaţie dintre elementele metalice pot oferi indicaţii asupra intensităţii proceselor de diferenţiere geochimică a metalelor în soluţiile hidrotermale. Astfel, corelaţia pozitivă cu valori ale coeficienţilor de corelaţie apropiate de 1 arată o diferenţiere geochimică slabă, specifică elementelor care se găsesc în apropierea sursei de mineralizare, iar dacă roca-gazdă este magmatică, chiar sursa probabilă a acestora. În aceste situaţii sulfurile aparţin, în cea mai mare parte, de o singură sursă sau moment de mineralizare.

b. Corelaţia negativă, cu valori ale coeficienţilor de corelaţie apropiate de —1, este un indiciu că elementele metalice au suferit un proces accentuat de diferenţiere geochimică în soluţie în cursul migraţiei lor de la sursă pînă la roca-gazdă. Cu cît valorile coeficienţilor de corelaţie sînt mai apropiate de —1, cu atît intensitatea acestor procese a fost mai mare şi invers.

c. Corelaţia exprimată matematic prin coeficienţi de corelaţie cu valori mici, apropiate de zero, pot oferi indicaţii asupra mineralizaţiilor suprapuse, poliascendente, a celor din zonele de oxidaţie şi de cimentaţie sau a celor primare, care în timpul metamorfismului regional au fost remobilizate şi au migrat în alte medii structurale.

THE GENETICAL SIGNIFICANCE OF THE CORRELATION COEFFICIENTS BETWEEN THE METALLIC ELEMENTS FROM THE SULPHIDE DEPOSITS

ABSTRACT

The studies of the correlation between the elements : Zn, Pb, Cu, Au, Ag, Mo, from some sulphide deposits, various as structure and genesis (Altîn Tepe, Somova, Roşia-Poieni, Muncelu Mic, Veţel) show that the sense and scale of the coefficients of correlation may provide indications about the intensity of the processes of geochemical differentiation of metals in hydrothermal solution.

Thus, the positive correlation with values of correlation coefficients close to 1, reflects a weak geochemical differentiation, specific to those elements which are near the source of mineralization, and, if the host rock is magmatic, probably their very source.

In these conditions, the sulphides belong mostly to one source or mineralization stage.

The negative correlation with values of the correlation coefficients close to —1, indicates that metal elements had undergone an increasing process of geochemical differentiation in solutions, during their migration from the source, to the host rock. If the correlation values are closer to —1, the intensity of those processes is pronounced.

The correlation expressed by the correlation coefficients with low values, close to 0 (zero), may offer indications about the polyascendent "overlayed" mineralizations, of those from the cementation areas, or of the primary ones, which merely remobilized and migrated in other structural mediums, owing to regional metamorphism.

BIBLIOGRAFIE

ABDULAEV H. M. (1957), *Daiki i orudenia*, Edit. Gosgheoltehizdat, Moskva.

COSMA ST., TEODORU I., BRESTOIU CAMELIA (1958), *Cercetări geologice în Dobrogea centrală*, D. S. Com. geol., **XLVI**, București.

GHEORGHIU C. (1958), *Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R. P. R.*, An. Univ., „C. I. Parhon", Seria șt. nat., **18**, București.

GURĂU A. (1967), *Date noi privind cunoașterea structurii geologice și genezei zăcământului de sulfuri metalice de la Muncelu Mic (Poiana Ruscă)*, D. S. Com. Stat Geol. **LIII**, *2*, București.

— (1970), *Structura în budine eșalonate a zăcământului Altîn-Tepe—Movila Goală (Dobrogea centrală)*, S. D. Inst. geol., **LVI**, *5*, 57—71, București.

— (1973), *Zonalitatea geochimică a elementelor majore în zăcământul de sulfuri polimetalice și magnetită de la Altîn-Tepe (Dobrogea centrală)*, D. S. Inst. geol., **LIX**, *2*, București.

— (1974), *Studiul geologic-structural și genetic al zăcământului de sulfuri polimetalice de la Muncelu Mic* (rezumatul tezei de doctorat), Univ. „Babeș Bolyai", Cluj-Napoca.

GURĂU A., DIMOFTE C., LUP I. (1968), *Cercetări petrografice microtectonice și petrologice structurale asupra formațiunilor purtătoare de sulfuri metalice din valea Vețel (Poiana Ruscă)*, Buletin geol., M. M. P. G., *2*, București.

GURĂU A., GRIDAN T., GLAVAȚKI I., HUTINI T. (1975 *a*), *Considerații structural-genetice privind zăcământul cuprifer de la Roșia-Poieni (Munții Metaliferi)*, D. S. Inst. geol. geof., **LX**, *2* (1972—1973), București.

GURĂU A., GRIDAN T. (1975 *b*), *Contribuții la cunoașterea microtectonicii și genezei zăcământului de sulfuri polimetalice și de baritină de la Cortelu—Somova (Dobrogea de nord)*, D. S. Inst. geol. geof., **LX**, *2* (1972—1973), București.

GURĂU A., GRIDAN T., SAMOILĂ I. (1977), *Asupra prezenței unor sulfosăruri de Ag și Ge în zăcământul Roșia-Poieni (jud. Alba)*, D. S. Inst. geol. geof., **LXIII**, *2*, București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL VICTORIA, BACALU V. (1957), *Studiul mineralizațiilor din zăcămintele de baritină și sulfuri metalice din regiunea Somova*, Anal. Univ. „C. I. Parhon", **15**, 149, București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D. (1961), *Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei*, St. cerc. geol., **VI**, București.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1965), *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **X**, *1*, București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., LUPU M., BLEAHU M., SAVU H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Acad. R. S. R., București.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1968), *Fundamentarea concluziilor în cercetarea geochimică cu ajutorul statisticii matematice*, D. S. Inst. geol., **LIII**, *3*, București.

IANOVICI V., DIMITRIU A., PETRE ANDĂR (1971 *a*), *Considerații chimico-statistice asupra genezei mineralizației de la Altîn-Tepe*, D. S. Inst. geol., **LVII** (1969—1970), București.

IANOVICI V., DIMITRIU AL. (1971 *b*), *Recherche statistique des aureoles geochimiques endogenes*, Al. II-lea Colocviu național de modele matematice în geoștiințe, Inst. de Petrol. gaze și geologie, București.

IONESCU OLGA, SOARE CECILIA, GHEORGHIU MARIA (1975), *Contribuții la cunoașterea zăcământului cuprifer Roșia-Poieni. Alterații hipogene*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **20**, *2*, București.

MUREŞAN M. (1969), *Studii asupra zăcămîntului de pirită cu magnetit de la Altîn-Tepe (Dobrogea centrală), I. Încadrarea genetică a mineralizaţiei*, D. S. Inst. geol., **LIV**, (1966—1967), Bucureşti.

NIŢULESCU I., FILIPEANU L., DUMITRU ELENA (1967), *Contribuţii la cunoaşterea mineralizaţiilor zăcămîntului de la Altîn-Tepe, cu privire specială asupra genezei*, Bul. geol., Min. Min., *1*, Bucureşti.

PETRULIAN N., BRANA V. (1952), *Asupra mineralizaţiei cuprifere de la Muşca (patrulaterul aurifer)*, Com. Acad. R. P. R., **II**, *11—12*, Bucureşti.

RĂDULESCU D., BORCOŞ M. (1967), *Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI** — Bucureşti.

ŞTEFAN R., COSMA S. (1962), *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Roşia Montană (Munţii Metaliferi)*, D. S. Inst. geol., **XLVI** (1958—1959), Bucureşti.

ŞTEFAN R., COSMA ST., CRISTESCU TR. (1975), *Structura Poieni-Roşia Montană, caracterizare petrografică, structurală şi metalogenetică*, D. S. Inst. geol. geof., **LX**, *2*, Bucureşti.

SARAPOV I. P. (1968), *Utilizarea statisticii matematice în geologie* (trad. din limba rusă), Edit. tehnică, Bucureşti.

Primit în redacţie la 1 iulie 1977

Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţele minerale solide, Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti

TEMPERATURILE PROCESELOR DE METAMORFISM HIDROTERMAL ALE VULCANITELOR DIN ROMÂNIA

DE

VASILE MANILICI, AURELIA DUMITRESCU

Punerea la punct a metodei dilatometrice de determinare a temperaturii de formare a agregatelor minerale, de O. Bolgiu și V. Manilici (1976), permite atît determinarea directă a temperaturii de cristalizare a mineralelor hidrotermale, inclusiv a minereurilor, cît și determinarea directă a temperaturii transformărilor hidrotermale. Metoda se bazează pe urmărirea variației coeficientului de dilatație al agregatelor minerale cu incluziuni fluide.

Ca și în timpul cristalizării mineralelor din soluții, în timpul metamorfismului hidrotermal, cuprinzînd, după D. S. Korjinsky (1952, 1959), procese de dizolvare și precipitare, în agregatele minerale de neoformație sînt reținute mici cantități din fluidul care provoacă transformarea rocii în cauză. Aceste resturi de fluide, în urma proceselor de cimentare prin precipitarea de noi minerale de neoformație, pot rămîne incluse între agregatele minerale de neoformație, în interstițiile granulare, porii rocii, respectiv golurile create prin dizolvarea componentelor primare ale rocii care n-au fost umplute cu noile minerale. Obișnuit, cea mai mare parte a acestor resturi de fluid sînt izolate prin procesele de precipitare ale agregatelor minerale de neoformație și se comportă în mod identic cu incluziunile de fluide din monocristale. La temperatura de formare a mineralelor hidrotermale, aceste incluziuni se găsesc la aceeași presiune și temperatură cu mineralele hidrotermale în curs de formare.

După încheierea transformării sau a transformărilor hidrotermale respective, sistemul răcindu-se, datorită faptului că fluidele au un coeficient de contracție respectiv de dilatație mai mare de cît mineralele solide, se creează o stare de tensiune la contactul dintre incluziunile fluide și agregatele minerale solide.

Un nou val de soluții hidrotermale, la o temperatură diferită, va putea provoca noi procese de dizolvare și, respectiv, de precipitare la o altă temperatură. Procesul poate fi repetat de mai multe ori, de fiecare dată prin răcirea sistemului creîndu-se noi stări de tensiune la contactele fluid-mineral.

Prin încălzirea unei asemenea roci la temperatura la care a avut loc transformarea hidrotermală, fluidul din incluziuni și mineralele înconjurătoare sînt aduse la presiunea la care a avut loc transformarea. Această stare de echilibru baric se menține pe tot intervalul de temperatură la care a fost realizată transformarea. Dacă încălzirea se face la un dilatometru, de regulă cu 5°/min, și se înregistrează dilatația probei în timpul încălzirii, se obține o curbă de dilatație pe care starea de echilibru amintită este înregistrată sub forma unui palier orizontal sau printr-o inflexiune ce se menține în limitele de temperatură ale transformării respective.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR, GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 43–48, BUCUREȘTI, 1978

Orizontalitatea palierului depinde de intensitatea transformării, respectiv de cantitatea de minerale de neoformație, inclusiv de numărul și mărimea incluziunilor fluide fixate în agregat în timpul metamorfismului hidrotermal.

Pînă în prezent, metoda a fost utilizată la determinarea temperaturii proceselor de : propilitizare, silicifiere, silicifiere + adularizare, cloritizare, sericitizare, argilizare, zeolitizare și alunitizare a vulcanitelor neogene din Munții Oaș—Gutîi, Munții Călimani și Munții Trascăului. Rezultatele obținute sînt prezentate în tabelul nr. 1 și fig. 1—3.

Din datele prezentate se vede că procesul de silicifiere se realizează într-un interval larg de temperatură (1—4), cuprins între aproape 400 și 150°C. În masa cuarțitelor secundare din Munții Gutîiului se întîlnesc frecvent resturi de piroclastite și lave andezitice, ceea ce arată că ele s-au format pe seama vulcanitelor respective. Procesul de înlocuire n-a fost continuu, ci s-a realizat în anumite intervale de temperatură, reflectînd nivelul energetic al venirilor succesive de soluții hidrotermale (3). Proba 4 prezintă un caz de silicifiere a argilelor, în cuarțitul respectiv identificîndu-se resturi de argilă, iar cuarțitul păstrează bine stratificația fină a rocii de proveniență. La acest cuarțit se determină două intervale de temperatură : primul (300—315°C), corespunzînd formării cuarțului în cadrul procesului de metasomatoză silicioasă, iar cel de-al doilea (85—125°C), temperaturii de formare a mineralelor argiloase în cadrul procesului de epigeneză. La proba de andezit silicifiat, sericitizat și caolinizat (6) se identifică două intervale de temperatură : primul (228—240°C) corespunzînd formării cuarțului și sericitului, iar al doilea (80—108°C), formării caolinitului. Această probă a fost colectată de la peretele filonului Tomnatec din zăcămîntul Țibleș. În proba de minereu (5), colectată din filon din apropierea probei 6, se regăsesc intervale de temperatură apropiate. Aceasta arată că metamorfismul hidrotermal al rocii se datorește acelorași soluții pe seama cărora s-a format mineralizația.

Cuarțul, adularul și sericitul care înlocuiesc piroclastitul andezitic (7) de pe valea Ilbei și cuarțul asociat cu adular care înlocuiește andezitul de la Băița (8) au fost depuse la temperatura de 220—235°C, respectiv, 252—275°C.

Identificînd cele trei intervale de temperatură la proba de la Tarna Mare (3), două corespund celor două generații de cuarț identificate microscopic, temperatura cea mai joasă (80—95°C) atribuindu-se, fără îndoială, opalului.

La stabilirea temperaturii procesului de sericitizare am întîmpinat dificultăți, deoarece nu am întîlnit probe afectate numai de o asemenea transformare. Judecînd după datele obținute la probele 6, 7, 12, 14, 16, 18 și 20, în care se identifică sericitul, se poate conchide că formarea acestuia a avut loc între circa 150 și 240°C. Această concluzie rămîne valabilă în ipoteza că procesul de carbonatare de la proba 16 a fost realizat între 275 și 285°C. Menționăm că la probele de calcit din zăcămintele de la Baia Mare au fost determinate prin metoda omogenizării valori de acest ordin de mărime.

Cloritul care înlocuiește componentele primare ale vulcanitelor este asociat frecvent cu sericit, cuarț, calcit, caolinit ori sulfuri (9, 10, 12, 13, 14, 16). Numai în două din probele analizate s-a întîlnit o situație mai

Tabelul nr. 1

Temperaturile proceselor de metamorfism hidrotermal

Nr. crt.	Roca şi proveniența	Mineralele de neoformație	Temperatura (°C)
1	2	3	4
1	Cuarțit hidrotermal, Cavnic	cuarț, două generații	359—374 171—225
2	Cuarțit cu resturi de tuf sticlos, Jereapîn	cuarț, două generații	245—260
3	Cuarțit cu intercalații de opal, Tarna Mare	două generații de cuarț, opal	250—260 170—183 80— 95
4	Cuarțit cu resturi de argilă, Jereapîn	cuarț	300—315 85—125
5	Minereu polimetalic, Țibleș	pirită, galenă, blendă, cuarț, sericit,	194—217 91—137
6	Andezit metamorfozat, perete filon, Țibleș	cuarț, sericit, caolinit	228—240 80—108
7	Piroclastit andezitic hidrotermalizat, Valea Galbenă	cuarț, adular, sericit, caolinit	220—235 114—118
8	Andezit silicifiat cu adular, Băița	cuarț, adular	252—275
9	Andezit hidrotermalizat, Valea Roșie, oriz. 50.	cuarț, pirită, clorit	261—265 215—219 135—150 86—115
10	Andezit hidrotermalizat, impregnat cu pirită, Văratec	clorit, cuarț, pirită	234—268
11	Andezit cloritizat, Rotunda	clorit	80—154
12	Andezit propilitizat, Valea Roșie, oriz. — 100	clorit, epidot, sericit, calcit, cuarț	203—225 150—158
13	Andezit cloritizat, impregnat cu pirită, Baia Sprie, oriz. XIII	clorit, pirită, cuarț ± adular, calcopirită	345—350 332—340 243—250
14	Hialoandezit hidrotermalizat, Ilba	cuarț, sericit, clorit, caolinit	92—191
15	Andezit propilitizat și piritizat, Tr. Sofia, Nistru	sericit, calcit, clorit, pirită	275—285 160—170 70— 85
16	Caolin Roata	caolinit	100—134
17	Piroclastit andezitic argilizat, Jereapîn.	caolinit, sericit, hidromice	151—168 86—100
18	Andezit silicifiat și caolinizat, Jereapîn	cuarț, caolinit, beydellit?	186—198 120—157
19	Andezit argilizat, Scărișoara Jereapîn	sericit, caolinit, minerale bentonitice	71—180
20	Gresie bentonicică, Jereapîn	minerale bentonitice	77—140
21	Andezit zeolitizat, Munții Trascăului	filipsit, piromorfit	231—248 20—140
22	Andezit zeolitizat, Munții Trascăului	natrolit, heulandit, celadonit, pirită	315—325 170—244 80—118
23	Andezit alunitizat, argilizat și cloritizat	alunit, clorit, min. argilitice	228—240 128—134 73— 83
24	Andezit alunitizat și argilizat, Munții Călimani	alunit, min. argilitice clorit, epidot	57—166

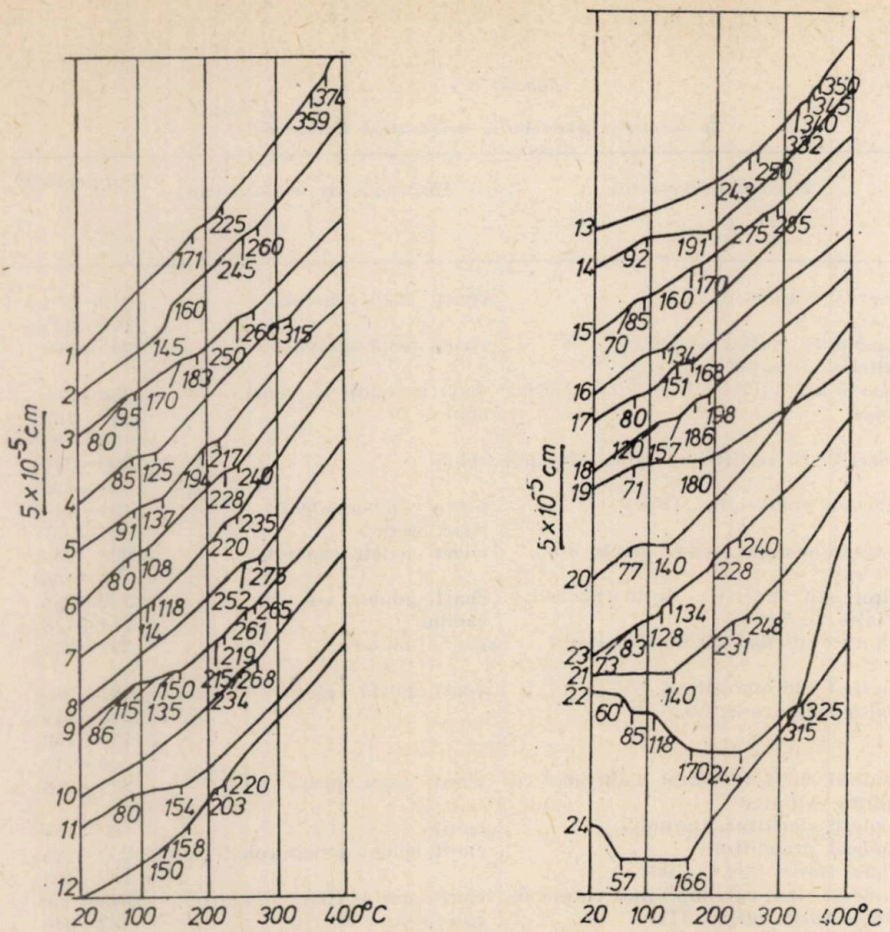


Fig. 1, 2. — Curbe dilatometrice indicînd temperaturile de transformare hidrotermală.

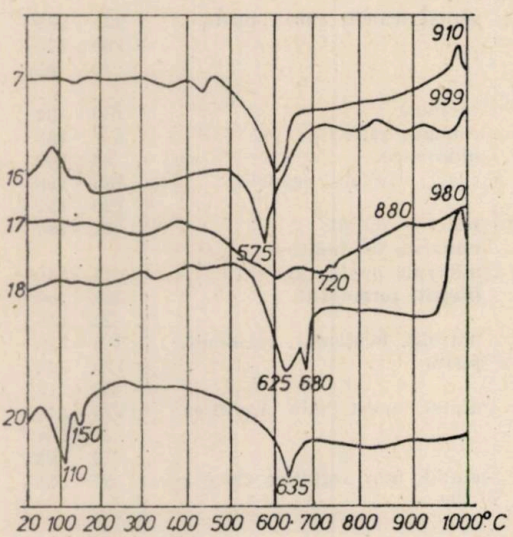


Fig. 3. — Curbe termice diferențiale.

clară. La andezitul de la Rotunda (11), cloritul este singurul mineral de neoformaţie, el cristalizînd între 80 şi 150°C. Andezitul cloritizat, silicifiat şi local adularizat de la Baia Sprie (oriz. XIV), impregnat cu pirită şi calcopirită (13), prezintă trei paliere distincte. Remarcăm că temperaturile cu p rinse între 332—340 şi 345—350°C se apropie de temperatura cuarţului din generaţia I a mineralizaţiei pirito-cuprifere din acest zăcămînt (V. M a n i l i c i şi colab., 1965), determinată prin metoda omogenizării (296—315°). Este foarte probabil deci ca sulfurile şi cuarţul din proba analizată să fi cristalizat între 332 şi 350°C. Intervalul dintre 234 şi 250°C corespunde fără îndoială cloritului verde, foarte răspîndit la nivelele adînci ale acestui zăcămînt. La aceeaşi temperatură a avut loc şi transformarea andezitului impregnat cu sulfuri metalice din zona filoanelor Botiza de la Jereapîn (10). În schimb, cloritizarea andezitului din mina Valea Roşie, oriz. 50 (9), şi a celui de pe transversala Sofia de la Nistru (15) pare să se fi realizat la temperatură mai joasă (70—115°C).

Procesul de caolinizare se realizează la o temperatură inferioară celei de sericitizare. Caolinitul de la Roata (16), alcătuit aproape exclusiv din caolinit, a cristalizat între 100 şi 134°C. Temperaturile mai ridicate înregistrate la probele 14, 18 şi 19, la care microscopic se identifică pe lîngă caolinit şi sericit, clorit, cuarţ ori minerale bentonitice, pot fi puse pe seama sericitului, cuarţului şi cloritului. Este posibil, de asemenea, ca temperatura relativ ridicată de la proba 17 să fie datorată prezenţei hidromicelor. Luînd în considerare datele obţinute la probele 6, 7, 16 şi 17, se poate afirma că procesul de caolinizare sub acţiunea soluţiilor hidrotermale a fost realizat între 80 şi circa 140°C. La acelaşi nivel se realizează şi procesul de bentonitizare (19, 20). La probele analizate, prezenţa caolinitului, hidromicelor şi a mineralelor bentonitice este confirmată şi de analizele termice diferenţiale (fig. 3).

Cele două probe de andezite zeolitizate din Munţii Trascăului nu permit încă să ne facem o idee clară asupra nivelului energetic la care se realizează procesul corespunzător. Proba 21 arată că pentru parageneza filipsit-piromorfit se obţin două intervale de temperatură, fără să se poată preciza apartenenţa lor. La proba 22, pentru parageneza : natrolit, heulandit, celadonit şi pirită s-au obţinut trei intervale de temperatură. Este foarte probabil ca intervalul 315—325°C să corespundă piritei, iar celelalte două să corespundă zeoliţilor. Pentru precizarea apartenenţei lor vor trebui efectuate determinări pe probe monominerale. Contracţia dintre 60 şi 85°C, ca şi cea dintre 118 şi 170°C se datoresc, după D. N. T o d o r (1976), pierderii apei.

La cele două probe de andezite alunitizate şi argilizate cu clorit (23, 24) s-au obţinut, de asemenea, rezultate diferite. Temperaturile cele mai scăzute (sub 100°C) corespund fără îndoială alunitului, iar celelalte, formării mineralelor argilitice şi cloritului.

În rezumat, pe baza datelor obţinute pînă în prezent, se poate estima că procesele de metamorfism hidrotermal au loc la temperaturile :

Propilitizarea	140—280°C
Silicifierea	150—400°C
Silicifiere + adularizare	250—350°C
Cloritizarea	70—250°C
Sericitizarea	150—240°C
Carbonatarea	240—350°C

Argilizarea	90—170°C
Caolinizarea	80—140°C
Opalizarea	80—100°C
Bentonitizarea	70—140°C
Zeolitizarea	20—240°C?
Alunitizarea	60—100°C

Datele obținute au caracter orientativ, urmînd ca ele să fie corectate prin noi cercetări.

TEMPÉRATURES DES PROCESSUS DU MÉTAMORPHISME HYDROTHERMAL DES VOLCANITES DE ROUMANIE

RÉSUMÉ

La mise au point de la méthode dilatométrique pour déterminer la température de formation des agrégats minéraux par Bolgiu et Manilici (1976) permet de déterminer directement tant la température de cristallisation des minéraux hydrothermaux, y compris des minerais, que celle des transformations hydrothermales. La méthode est fondée sur la poursuite de la variation du coefficient de dilatation des agrégats minéraux comportant des inclusions fluides.

Jusqu'à présent la méthode a été utilisée pour détermine rla température des processus de: propilitisation, silicification, silicification + adularisation, chloritisation, séricitisation, argilisation, zéolitisation et alunitisation des volcanites néogènes des Monts Oaș-Gutîi, des Monts Călimani et des Monts Trascău. Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 1 et dans les figures 1—3.

Les données obtenues doivent être envisagées à titre informatif; la tâche de les corriger revient aux recherches futures.

BIBLIOGRAFIE

Bolgiu O., Manilici V. (1976), *Aplicarea metodei dilatometrice la determinarea temperaturii de cristalizare a mineralelor și rocilor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **21**, București.

Korjinsky D. S. (1952), *Zonalitatea de infiltrație și formarea filoanelor*, An. rom.-sov., *8*, București.

— (1959), *The advancing wave of acidic components in ascending solutions and hidrothermal acid-base differentiation*, Geochimica et Cosmochimica Acta, **17**, London.

Manilici V., Giușcă D., Stiopol Victoria (1965), *Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie*, Mem. Com. Stat Geol., **VII**, București.

Todor N. D. (1976), *Thermal analisis of minerals*, Abacus Press, Tunbridge Wells, Kent.

Primit în redacție la 4 aprilie 1977

Institutul politehnic
Laboratorul de mineralogie
Splaiul Independenței, nr. 313
București

ZONA ȘISTURILOR VERZI ȘI RELAȚIILE EI CU CELELALTE UNITĂȚI ALE VORLANDULUI CARPAȚILOR ORIENTALI DIN ROMÂNIA

DE

D. PARASCHIV, CORNELIA PARASCHIV

Către sfîrșitul anului 1976 a fost elaborată o lucrare referitoare la zona faliei Peceneaga—Camena și relațiile ei cu unitățile geologice dinspre marginea sud-vestică a Platformei est-europene (I. Pătruț, D. Paraschiv, 1976). Lucrarea respectivă, utilizînd o serie de date și oprindu-se la cîteva concluzii, fără să aibă pretenția că a epuizat subiectul abordat, a propus, în final, o discuție pe tema amintită. Aceasta, cu atît mai mult cu cît, în afara elementelor prezentate, au mai rămas de adus în discuție și alte informații care, asociate cu celelalte date, ar putea conduce la formularea unor puncte de vedere mai mult sau mai puțin diferite. De fapt, acesta este scopul urmărit prin articolul de față.

După cum se știe, falia Peceneaga—Camena reprezintă accidentul tectonic major care separă sectorul estic, epibaicalian, al Platformei Moesice de vechiul geosinclinal, intracratonic, al Dobrogei de nord. Falia Peceneaga—Camena a fost identificată, mai întîi (L. Mrazec, în 1910), pe teritoriul Dobrogei, acolo unde formațiunile fundamentului și ale cuverturii celor două unități apar la zi. Ulterior, plecîndu-se de la ipoteza formulată de R. Zuber (1903), și anume existența unei catene de șisturi verzi care leagă Dobrogea centrală de Masivul Lysa-Gora, s-a sugerat prelungirea accidentului tectonic respectiv pînă în Polonia (D. Predat 1964). Mai recent, datele geofizice și de foraj au arătat că atît Dobrogea, centrală (epibaicaliană), caracterizată prin prezența seriei de șisturi verzi în constituția sa geologică, cît și Dobrogea de nord se extind spre nord-vest, pe sub depozitele mai noi, cainozoice, pînă aproape de orașul Adjud. Ce se întîmplă cu zona șisturilor verzi dincolo de Adjud este o problemă la care se vor face unele referiri în cele ce urmează.

Discuția pe tema prelungirii spre nord-vest a zonei șisturilor verzi, inclusiv accidentul tectonic care o delimitează spre exterior, necesită, înainte de toate, o scurtă trecere în revistă a elementelor geologice ce caracterizează masivul respectiv și unitățile adiacente, la nivelul formațiunilor prepermiene.

La sud de falia Peceneaga—Camena, în Dobrogea centrală (partea de est a Platformei Moesice), șisturile verzi, dispuse peste un fundament de șisturi cristaline, mezozonale, cuprind depozite flișoide, puternic cutate și parțial slab metamorfozate, de vîrstă rifeană-cambrian inferioară (?). Acestea sînt acoperite de o secvență de depozite paleozoice necutate, slab ondulate și afectate de falii.

În Dobrogea de nord, precambrianul este format din șisturi cristaline de mezozonă, iar cambro-ordovicianul din formațiuni epizonale. Depozitele siluriene, devoniene și carbonifere (?) au fost puternic cutate.

Depozitele paleozoice ale celor două unități se remarcă, de asemenea, și prin cîteva deosebiri litofaciale, mai ales la nivelul devonianului și al

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 49–57, BUCUREȘTI, 1978

carboniferului (fig. 1). Astfel, devonianul Platformei Moesice, însumînd pînă la 2 400 m grosime, constă din depozite predominant argilitice (maxim 700 m) de vîrstă eodevoniană, urmate de gresii de tip Old Red Sandstone (200—400 m) aparținînd eifelianului și dintr-o serie dolomito-evaporitică (pînă la 1 300 m grosime) de vîrstă givetian-frasniană. În Dobrogea de nord, devonianul îmbracă faciesul de geosinclinal, cu depuneri ritmice și cu erupțiuni, distingîndu-se, în bază, o alternanță de gresii cuarțoase și de șisturi, apoi un complex de calcare cu intercalații de gresie și uneori cu lentile de diabaze și, în final, un complex (silicolitic) format din șisturi verzi, slab silicioase cu diabaze și intercalații de calcare. Grosimea devonianului de aici (zona Tulcea) poate atinge 300 m (O. Mirăuță, 1966). În ceea ce privește carboniferul, în Platforma Moesică el este format dintr-un complex calcaros inferior (pînă la 900 m grosime) de vîrstă dinantiană (probabil numai viseană) și dintr-un complex predominant detritic (pînă la 550 m grosime) la partea superioară, aparținînd silezianului. În Dobrogea de nord se atribuie carboniferului inferior formațiunea molasică de Carapelit, reprezentată printr-un orizont inferior, conglomeratic și altul superior, constituit dintr-o alternanță de grauwacke și șisturi argiloase, cumulînd 1 500 m. În sfîrșit, trebuie precizat că triasicul din Platforma Moesică este depus în facies german, în timp ce triasicul din Dobrogea nordică este de tip alpin.

În urmărirea acestor repere spre nord-vest, pe sub depozitele mezozoice și cainozoice, este indicat să se țină seama și de elementele specifice altor două unități adiacente, Platforma Moldovenească și Depresiunea Predobrogeană. Pentru prima, caracteristic este silurianul, dezvoltat în facies calcaros, iar pentru cea de-a doua, lipsa totală a ordovicianului și cel puțin parțială a cambrianului și a silurianului, precum și dezvoltarea enormă (circa 1 300 m) a silurianului terminal și a eodevonianului (seria de Iargorin).

Seria șisturilor verzi, care aflorează în Dobrogea centrală, a fost întîlnită, prin foraje, și la vest de Dunăre, la Tichilești, Silistraru, Scorțaru, Romanu, localități situate imediat la sud și sud-vest de orașul Brăila. Acolo ele suportă, direct, neogenul. Ceva mai la nord și nord-vest, fundamentul de șisturi verzi coboară atît de mult, încît n-a mai putut fi atins de sonde.

Mai departe spre nord-vest, prezența șisturilor verzi a mai fost dovedită abia în preajma orașului Tîrgu Neamț, unde sonda 5 001 Bodești, amplasată în zona miocenă cutată care încalecă formațiunile cvasiorizontale ale vorlandului, a traversat, mai întîi, această zonă (echivalentă zonei Bilce—Volîța din U.R.S.S.), apoi depozitele sarmațiene, badeniene, cretacice și devoniene ale platformei, rămînînd cu talpa în șisturile verzi. Din această formațiune s-au extras trei carote pe intervalul 4 001,9—4 111 m, care au indicat argilite cenușiu-verzui, cu foarte mici paiete de muscovit, lentile și intercalații subțiri (pînă la 2 cm) de gresii, cu ciment sericito-cloritos. S-au observat foarte rare diaclaze umplute cu calcit și rare piritizări. Înclinările variază între 10 și 46°.

În secțiuni subțiri, argilitele microgrezoase apar formate din sericit și clorit în amestec intim. În acest fond se observă granule aleuritice de cuarț, feldspați, lamele de muscovit, clorit și mai rar biotit. Sînt prezente, de asemenea, concrețiuni de pirită și granule de epidot. La rîndul lui, mate-

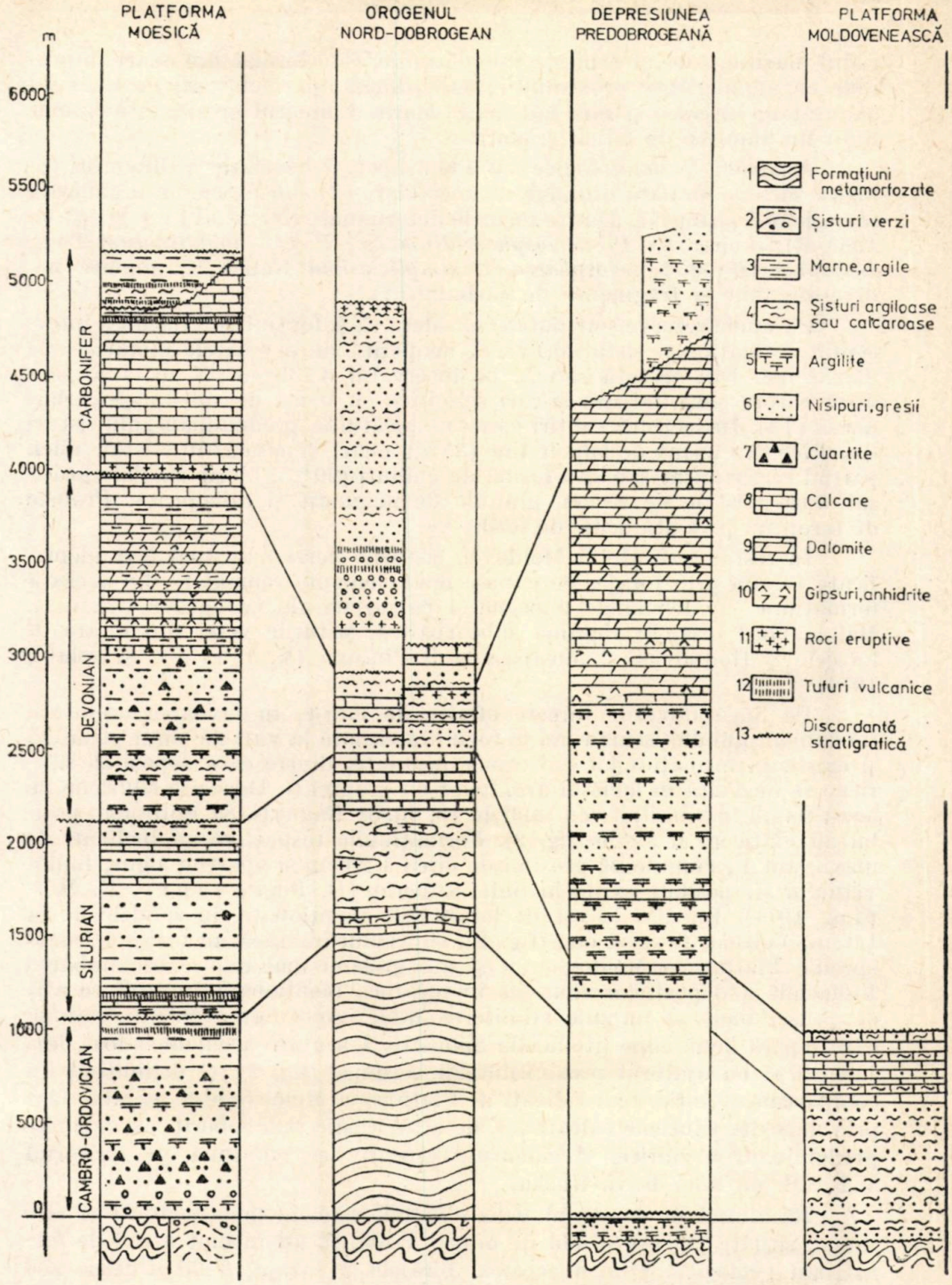


Fig. 1. — Profile stratigrafice sintetice ale paleozoicului din unitățile vorlandului Carpaților Orientali.

rialul detritic, care alcătuieşte microgresiile, este format din cuarţ în granule cu angularitate pronunţată; subordonat apar feldspaţi cu un grad avansat de alterare şi rare lamele de clorit. Cimentul gresiei este format dintr-un amestec de sericit şi clorit.

Analizele paleontologice au identificat o asociaţie palinoprotistologică săracă, formată din alge monocelulare (?) subsferice, cu organizare morfologică primitivă. Dintre formele determinate (N. B a l t e ş şi colab., 1969 R) se citează: *Protoleiosphaeridium* sp., *P.* cf. *congultinatum* Tim., *Leiosphaeridia* sp.?, *Leiosphaera* cf. *simplicissima* Naum., fragmente nedeterminabile şi fragmente de cărbune (?).

Cu unele rezerve s-ar putea considera că şi forajul 102 Bacău a interceptat formaţiunea şisturilor verzi, acoperită de depozitele cretacice ale platformei. Din această sondă, pe intervalul 3 139—3 157 m, s-au scos două carote constînd din şisturi sericitice cu benzi de substanţă cărbunoasă (!?). În secţiuni subţiri roca este alcătuită, predominant, din şisturi sericitice sub formă de lamele fine (35%), cuarţ xenomorf în cristale mici, parţial recristalizat sau sub formă de cuiburi (20%), biotit parţial cloritizat, rare cristale de zircon, granule de magnetit şi calcopirită. Probele de teren nu prezintă urme de fosile.

În restul teritoriului Moldovei, şisturile verzi n-au mai fost identificate *in situ* prin foraje. Se cunosc doar elemente remaniate din această formaţiune, în depozitele miocene şi paleogene ale Carpaţilor Orientali. Mai la nord însă, în Ucraina subcarpatică, şisturile verzi sînt citate în forajele 3 Hodnovici, 2 Mostiska şi 9 Pîneana (V. B u r o v şi colab., 1974).

Pe lîngă dovezile directe oferite de foraje, în favoarea admiterii fundamentului de şisturi verzi în regiunea situată la vest de Siret pledează şi existenţa formaţiunilor paleozoice necutate, dintre care depozitele siluriene se dezvoltă în faciesul argilitelor cu graptoliţi. Depozite siluriene de acest fel au fost întîlnite cu sondele 49, 50, 51 Rădăuţi, 85 Botoşana, posibil 80 Fălticeni şi altele (fig. 2). Formaţiunile respective au înclinări de maximum 4°, cumulează grosimi de circa 1 200 m şi aparţin, sigur, ludlovianului şi, posibil, wenlockianului superior (D. P a r a s c h i v, R. M u ţ i u, 1974). Imediat la est de localităţile menţionate, în sondele de la Liteni, Vorona, Lespezi etc. (fig. 2), silurianul îmbracă un facies calcaros specific Platformei Moldoveneşti şi are grosimi mai reduse. Schimbarea litofacială a depozitelor siluriene în regiunea menţionată se produce atît de brusc, încît se impune admiterea unui important accident tectonic care separă două zone litofaciale distincte. Un atare accident a fost deja identificat cu ajutorul prospecţiunilor seismice (fig. 2), el delimitînd un compartiment estic, mai ridicat, al Platformei Moldoveneşti, caracterizat prin depozite siluriene calcaroase, de altul vestic mai coborît, cu depozite predominant argilitice. Accidentul respectiv se continuă pe teritoriul U.R.S.S. cu falia Rava-Ruska.

Rămînînd în domeniul paleozoicului, este de menţionat că şi alte sonde, situate la vest şi sud de oraşul Rădăuţi, au întîlnit astfel de formaţiuni geologice. Dintre acestea, forajele 2 Straja, 3 251 Putna, 106 Tîrgu Neamţ, 5 001 Bodeşti şi 100 Bacău merită o atenţie deosebită.

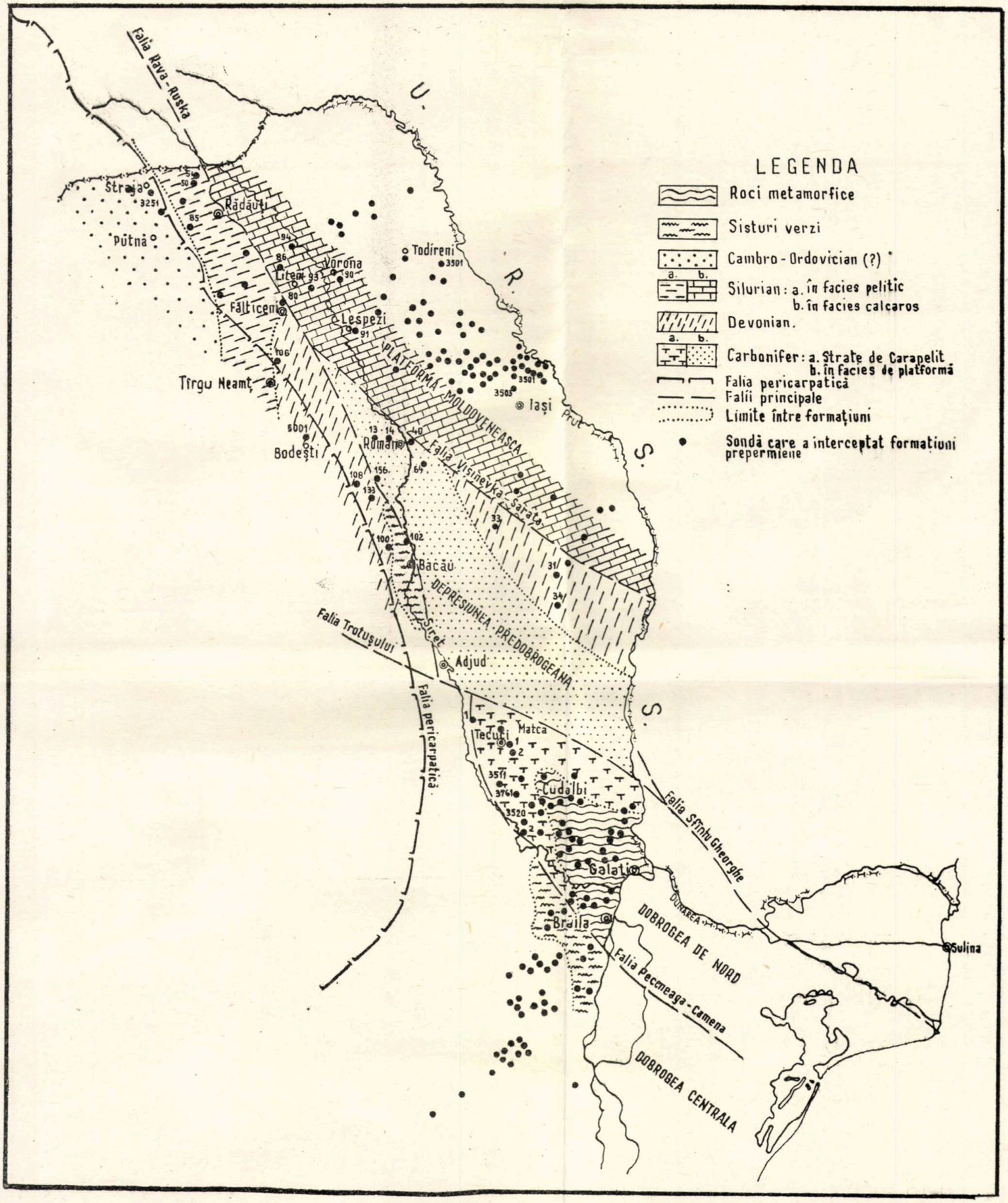


Fig. 2. — Vorlandul Carpaţilor Orientali. Hartă de discopertă la nivelul formaţiunilor prepermiene.

Fig. 2. — Vorlandul Carpaților Orientali. Harta de dispoziția în nivelul formațiunilor preperminiene.

La Straja, pe intervalul 2 346—2 371,6 m s-au scos patru carote mecanice care au arătat gresii cu ciment silicios-cloritic, brun-vișiniu și vișinii; intercalații de dolomite vișinii, cu pete oliv și verzui-albastru.

Din sonda 3 251 Putna s-au extras, la adîncimile de 2 290—2 383,55 m, șase carote, constînd din cuarțite verzui și vinete, gresii calcaroase verzui-vinete cu pete vișinii, avînd înclinări de 5—10°. La adîncimea de 2 340 m s-a semnalat și o valoare, incertă, de 70°.

La forajul 106 Tîrgu Neamț, de la adîncimea de 2 274,5 s-a recuperat ortocuarțit vișiniu, cu diaclaze subțiri, umplute cu cuarț. Înclinare 6—15°. De asemenea, în sonda 5 001 Bodești, intervalul 3 948—3 949,5 m, situat deasupra șisturilor verzi, a indicat gresie cu ciment sericito-feruginos, de culoare brun-vișinie, cu bobul fin, mijlociu și chiar grosier cu cuiburi de dolomit; gresie cu ciment alcătuit din sericit, clorit și limonit; argilă brun-vișinie cu cuiburi de dolomit.

Ortocuarțite și gresii cu ciment dolomitic, dure, cu fețe de argilă și cu fragmente calcaroase diagenizate de echinide și briozoare (?) s-au semnalat și la sonda 100 Bacău, în trei carote de la adîncimea de 3 205—3 293 m.

Probele de teren extrase de la cele cinci sonde prezintă foarte multe asemănări și indică existența, în fundament, a unei zone cu depozite detritice-grezoase, ce se dezvoltă oarecum paralel cu falia pericarpatică. Această zonă, ca și cea cu depozite siluriene mai de la est, pare să se continue spre nord, pe teritoriul U.R.S.S., unde s-au semnalat argilite negre, aleurite și gresii cuarțitice de culoare deschisă. Sterile din punct de vedere paleontologic, acestea au fost totuși atribuite cambrianului, pe baza comparației cu alte formațiuni similare din Polonia (V. Burov și colab., 1974).

Materialul recuperat de la Straja și de la Putna este lipsit de resturi organice. La Tîrgu Neamț, însă, din seria grezoasă s-a determinat următoarea asociație microfaunistică: *Ceratammina cornucopiae* Ireland, *Proteonina helena* Summerson, *Psammosphaera devonica* Stewart, Lampe, *P. elongata* Sum., *P. gracilis* Ir., *Stegnammina elongata* Ir., *S. triangularis* Moreman, *Fairliella clitellata* Sum., *F. carmani* Sum., *Wibbinelloidea polyhedra* Sum., *W. hemisphaerica* st., Lampe, *Saccammina bisulcata* Mor., *Amphitremoida asymetrica* Eisenach, *Litotuba exserta* Mor., *Lagenammina stilla* Mor., *Thurammina globosa* Ir., *T. eliptica* Mor., *T. phasela* Mor., *T. irregularis* Mor. Aceleași elemente, identificate și la sonda 5 001 Bodești, au fost grupate în paleocenoza cu *Psammosphaera* (N. Baltes și colab., 1969 R) care caracterizează devonianul mediu.

Datele prezentate mai înainte sugerează, la prima vedere, că depozitele grezoase din cele cinci sonde aparțin toate devonianului. Lucrurile se complică, însă, ținînd seama că în forajele de la Rădăuți, sub seria argilitică cu graptoliți, s-au întîlnit ortocuarțite cenușiu deschise cu bobul fin, dure și, subordonat, argilite microgrezoase cenușii cu intercalații centimetrice de grauwacke. Această serie, deschisă pe o grosime de circa 250 m — fără să fi fost traversată în întregime —, nu conține resturi organice și ar putea fi echivalentă cu cea întîlnită în Ucraina subcarpatică, atribuită cambrianului. Reținînd acest element și avînd în vedere zonalitatea distribuției formațiunilor paleozoice pe teritoriul U.R.S.S. la vest de falia Rava-Ruska (V. Burov și colab., 1974), s-ar putea admite, provizoriu,

că gresiile deschise la Putna și la Straja să aparțină cambrianului, deși ele nu par a fi identice cu gresiile de la Rădăuți, iar cele de la Bodești, Tîrgu Neamț și Bacău, să reprezinte eifelianul, în faciesul de Old Red Sandstone, așa cum se dezvoltă el în Platforma Moesică. Adoptînd acest punct de vedere, ar rezulta și în țara noastră o zonalitate în distribuția formațiunilor paleozoice similară celei din U.R.S.S., în sensul că depozitele prepermiene se succed de la vest către est în ordinea vechimii lor (fig. 2). Față de situația cunoscută în U.R.S.S. (V. Burov și colab., 1974; V. Utrobin, S. Vitrik, 1968) se impun, însă, trei precizări:

— depozitele paleozoice de pe teritoriul R. S. România nu sînt cutate;

— zonalitatea, respectiv limitele dintre formațiuni, nu pare să fie determinată de falii, fapt care mai trebuie verificat;

— masivul de șisturi verzi din zona Tîrgu Neamț—Bacău a funcționat ca zonă ridicată în decursul timpurilor, formațiunilor respective suportînd direct fie devonianul (Bodești), fie cretacicul (Bacău) și, poate, chiar miocenul.

La est de rîul Siret, numeroasele foraje executate au întîlnit, sub depozitele neogene, formațiuni geologice similare celor din Dobrogea de nord. Astfel, zona situată între Galați și Cudalbi, constituind axul promontoriului nord-dobrogean, este formată din șisturi cristaline mezozonale flancate de formațiuni epimetamorfice. În sectoarele mai coborîte ale flancurilor și periclinal apar depozite paleozoice cutate. Succesiunea, aranjamentul tectonic și distribuția acestora n-au putut fi riguros descifrate, în special pentru că ele au fost deschise cu foraje pe secțiuni reduse, ceea ce constituie o dificultate în cazul formațiunilor tectonizate și profund afectate de denudație. În majoritatea cazurilor, aceste formațiuni sînt reprezentate prin gresii silicioase, grauwacke, ortocuarțite, gresii calcaroase — adesea conținînd resturi de plante incarbonizate, conglomerate cu elemente eruptive și calcaroase, argile și marne. Local, sub formă de petice cruțate de eroziune, s-au semnalat calcare și calcare dolomitice (T. Vladimirescu, Piscu Pechea, Călmățui). Înclinarea lor variază între 6 și 82°, mai frecvent 40—50°. Galeții din unele conglomerate (109 Drăgănești) conțin elemente microfaunistice specifice asociației cu *Hyperammina* și *Bhatisiphon*, indicînd vîrsta devoniană a rocilor remaniate. Aceasta înseamnă că fragmentele de roci au fost dislocate, transportate și resedimentate mai tîrziu, probabil în carbonifer. Dealtfel, cîteva orizonturi de gresii silicioase provenite din forajul de la Dărăști conțin microfaună carboniferă. Ambele constatări sugerează că o bună parte a depozitelor paleozoice pot fi echivalentul stratelor de Carapelit (?). Nu se exclude și posibilitatea existenței depozitelor devoniene (calcare, dolomite) sau chiar a celor siluriene.

Dincolo de zona orașului Tecuci, în flancul extern al Depresiunii Predobrogene, sondele 31, 33 și 34 (fig. 2) au întîlnit, sub depozitele mezozoice, devonianul mediu care pare să îmbrace un facies relativ asemănător celui din Platforma Moesică. La sud de sondele menționate, în axul Depresiunii Predobrogene se presupune existența carboniferului în facies de platformă, ținînd seama de unele informații obținute la Roman—Secuieni și pe teritoriul U.R.S.S.

În regiunea Roman—Secuieni, sub cretacicul platformei, numeroase sonde au întîlnit gresii silicioase cenușiu-verzui, gresii cuarțitice, șisturi argiloase cu intercalații de calcare. Înclinările măsurate în carote sînt mici, de ordinul a 3—14°. În forajele 13, 14, 156 Roman și 64 Poenari (fig. 2) au fost identificate numeroase microfosile, corespunzînd paleocenozei cu *Endothyra* (N. Baltes și colab., 1969 R) care indică vîrsta dinanțiană.

La nord și est de orașul Roman sondele săpate au confirmat succesiunea, caracterele litofaciale și aranjamentul structural specifice formațiunilor premezozoice din Platforma Moldovenească.

În lumina datelor prezentate mai înainte s-ar putea contura cîteva concluzii.

Prima dintre ele este aceea că zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală se continuă spre nord-vest pînă în Masivul Lyssa-Gora, pe sub depozitele neozoice, mezozoice sau paleozoice. Această continuitate a fost verificată prin sondele din regiunile Brăila, Bacău și Tîrgu Neamț, precum și prin forajele Hodnovici, Mostiska și Pîneana de pe teritoriul U.R.S.S.

Cea de-a doua concluzie privește limita externă a zonei șisturilor verzi sau ceea ce se înțelege, în Dobrogea, prin falia Peceneaga—Camena. Această limită de natură tectonică este în bună parte controlată cu date geofizice și de foraj. De exemplu, între Brăila și nord-Tecuci ea corespunde unei falii seismice. În continuare, după ce este decroșat de falia Trotușului, accidentul respectiv ar trebui să treacă neapărat pe la est de sonda 102 Bacău care, așa cum s-a mai spus, a întîlnit șisturi verzi sub cretacicul platformei. Traseul lui între Adjud și Bacău este, în parte, susținut, de asemenea, de către datele seismice.

Sectorul dintre Bacău și nord-Roman se caracterizează prin lipsa unor informații concludente, atît de ordin geologic general, cît și din punct de vedere structural. În sprijinul admiterii faliei care delimitează aici zona șisturilor verzi spre exterior s-ar putea invoca variația treptei geotermice în cuprinsul cîmpului gazeifer Roman—Secuieni. Valoarea acestei trepte scade (deci gradientul crește) dinspre linia pericarpatică către est (valea Siretului) de la 27 m/°C la 21 m/°C, după care, dincolo de valea Siretului, ea crește din nou. Notabila variație a temperaturii de fund înregistrată ar putea fi pusă în legătură cu existența unui accident tectonic de profunzime, de-a lungul căruia fluxul termic este mai pronunțat.

Dincolo de orașul Roman, prospecțiunea seismică a pus în evidență o importantă falie pe la est de orașele Fălticeni și Rădăuți. De-o parte și de alta a ei are loc schimbarea litofacială a silurianului despre care s-a vorbit mai înainte. Falia respectivă se continuă pe teritoriul U.R.S.S. cu falia Rava-Ruska la est, de la care, ceva mai la nord, se schițează depresiunea paleozoică a Lwowului, după cum în Moldova, între Roman și Adjud, se desenează Depresiunea Predobrogeană. Nicăieri pe această zonă sondele săpate n-au traversat în întregime paleozoicul pentru a verifica natura fundamentului precambrian. Potrivit lucrării publicate de V. Burov și colab. (1974) rezultă însă că seria șisturilor verzi s-ar putea extinde spre est pînă la falia Rava-Ruska.

A treia concluzie este aceea că falia Peceneaga—Camena, constituind o linie de sutură, pune în contact zona șisturilor verzi cu trei unități structurale majore diferite, ale căror formațiuni rifeene și paleozoice prezintă numeroase particularități : orogenul nord-dobrogean — între Marea

Neagră și orașul Adjud, Depresiunea Predobrogeană — între orașele Adjud și Roman și Platforma Moldovenească — respectiv marginea sud-vestică a Platformei est-europene — la nord de Roman.

Așa cum s-a constatat în Dobrogea și pe teritoriul U.R.S.S., zona șisturilor verzi și sedimentarul său paleozoic încalecă peste unitățile din fața acestei linii. Amploarea încălecării este greu de precizat. Figura 2 sugerează că astfel de raporturi ar putea fi mai pronunțate în dreptul orogenului nord-dobrogean și al Depresiunii Predobrogene, care par să se continue și la vest de falia Siretului, pe sub zona șisturilor verzi. Problema aceasta este însă mult prea complexă și prea puțin verificată pentru a fi discutată cu această ocazie.

În încheiere, autorii acestui articol țin să menționeze că considerațiile și concluziile formulate mai înainte constituie puncte de vedere grefate pe un anumit grad de cunoaștere a vorlandului Carpaților românești și de înțelegere a datelor disponibile. Acestea au fost prezentate în forma cea mai puțin complicată și au drept scop să servească ca bază de discuții pentru clarificarea unor probleme geologice atît de importante.

ZONE OF THE GREENSCHISTS AND ITS RELATIONSHIPS WITH THE OTHER UNITS OF THE EAST CARPATHIANS FORELAND IN ROMANIA

SUMMARY

The massif of greenschists outcropping in the Central Dobrogea continues north-westwards under the Neozoic, Mesozoic and Paleozoic deposits up to the Lyssa-Gora region. This fact is proved by the drillings in the zone of Brăila, Bacău, Tîrgu Neamț and the Subcarpathian Ukraina.

The Peceneaga-Camena fault, which delimits eastwards the zone of the greenschists, may be traced due to the seismic and drilling data on the direction Brăila, Adjud, Bacău, Roman, Rădăuți, Cernăuți, etc. On the territory of the U.R.R.S., this tectonic accident seems to correspond to the Rava-Ruska fault.

Along the Peceneaga-Camena fault, the zone of the greenschists as well as its Paleozoic cover comes into tectonic contact with the North-Dobrogean Orogene, the pre-Dobrogean Depression and the Moldavian Platform.

BIBLIOGRAFIE

Barbu C., Ali-Mehmed N., Paraschiv C. (1970), *Le Paléozoïque de l'avant pays des Carpates Orientales entre le vallée de Buzău et la frontière septentrionale de la R. S. R.*, Carp.-Balk. Geol. Assoc. (Congr. IX), II, 243—250, Budapest.

Burov V., Mîkita B., Sakin V. (1974), *Osobennosti stroenica i rezvitia Sventokșisko-Dobrudjinskovo souarujentea*, Sovetskoea gheologhia, 5, 139—144.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., XXXII, 5—96, București.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea*, Asoc. geol. carp.-balc., Ghidul excursiilor, D. Dobrogea, 86 p., București.

MACOVEI GH. (1921), *Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneagă—Camena (Dobrogea)*, D. S. Inst. geol. Rom., **III**, 155—163, București.

MAHEL M. (1974), *Tectonics of the Carpathian-Balkan regions*, p. 446—453, Bratislava.

MIRĂUȚĂ O. (1966), *Devonianul și Triasicul din zona Colinelor Mahmudiei (Dobrogea de Nord)*, D. S. Inst. geol., **LII**, *2*, 115—133, București.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA (1962), *Paleozoicul din partea de sud a Munților Măcin (regiunea Cerna—Hamcearca)*, D. S. Inst. geol., **XLIV**, 129—142, București.

PARASCHIV D., BEJU D. (1973), *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei cambo-ordovicianului din Platforma Moesică*, Rev. petrol și gaze, *8*, 465—471, București.

PARASCHIV D., MUȚIU R. (1974), *Asupra silurianului din nordul Moldovei*, Rev. petrol și gaze, *3*, 128—133, București.

PĂTRUȚ I., PARASCHIV D. (1976), *Zone of Peceneaga—Camena fault and its relations to geological units on the South-Eastern margin of the East-European platform (under print)*, Kiev.

PĂTRUȚ I., PARASCHIV D., MOLNAR M. (1965), *La Plate-forme Moldave et sa position dans le cadre structural de la R. P. R.*, Asoc. Géol. Carp.-Balc. (Congr. VII), **I**, 323—328, Sofia.

PREDA D. (1964), *Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei*, An. Inst. geol., **XXXIII**, 9—44, București.

UTROBIN V., VITRIK S. (1968), *Roli glubinnih rozlomov v formirovanii Predkarpatskogo kraevogo proghiba*, Gheol. Jurnal., **XXVIII**, *6*, 40—46, Kiev.

ZUBER R. (1903), *Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Außenrande der Karpathen Flysch Zone*, Jahrb. I. K. K. Geol. R. A. Wien, 1903.

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze, București

Primit în redacție la 1 ianuarie 1977

ASUPRA VÎRSTEI FLIȘULUI DE CORBU DIN MARAMUREȘ (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

I. MARINESCU

Cu ocazia unei recunoașteri geologice efectuate în luna septembrie 1976 în regiunea Poienile de sub Munte (Maramureș), am putut să examinăm formațiunile flișului cretacic al Carpaților Orientali din bazinul hidrografic al rîului Ruscova. Aceste formațiuni se dezvoltă pe văile Rica și Socolău, ca și pe afluenții acestora, în zona de la est și nord-est de elementele frontale ale unității centrale carpatice (zona cristalino-mezozoică), pînă dincolo de frontiera nordică a Republicii Socialiste România.

În afară de cercetările mai vechi ale lui Zapalowicz (1886), flișul cretacic din Maramureș a fost studiat cu mijloace moderne în anul 1954 de M. Bleahu (1962). Acest cercetător separă în fliș două formațiuni caracteristice, adică stratele de Rahov (sensu Andrusov, 1933) și flișul de Corbu.

Pe harta geologică elaborată la scara 1 : 10 000, M. Bleahu figurează stratele de Rahov, considerate ca un echivalent stratigrafic al stratelor de Sinaia, sub forma unei fîșii late, dirijată nord-vest — sud-est, situată la exteriorul elementelor unității centrale (zona cristalino-mezozoică). Flișul de Corbu ocupă toată aria de la est și nord-est de stratele de Rahov — Sinaia, pînă la frontiera de nord a țării.

După M. Bleahu, flișul de Corbu reprezintă un echivalent stratigrafic al seriei curbicorticale albian-vraconiene din Carpații Orientali ai Moldovei, iar gresia de Copilașu din flișul de Corbu este echivalată cu gresia de Cotumba din valea Trotușului (I. Băncilă, 1958). Ținînd seama de schema structurală a Carpaților Orientali, elaborată de I. Băncilă în anul 1952, M. Bleahu repartizează stratele de Rahov unității flișului vest-intern (= pînza de Ceahlău), iar flișul de Corbu cu gresia de Copilașu unității flișului est-intern (= pînza flișului curbicortical), adică pînzei de Palanca (sensu Joja, 1968). În această idee, stratele de Rahov sînt separate de flișul de Corbu prin linia Lutu Roșu.

În lucrarea de sinteză a Carpaților Orientali din anul 1958, I. Băncilă adoptă un punct de vedere diferit, considerînd că unitatea vest-internă este limitată la interior de linia centrală, iar la exterior de linia Lutu Roșu și se prelungește spre nord peste graniță în Carpații Pădurosi, „cuprinzînd zona de Rahov și flișul de Corbu — Tomnatec — Pietrosu" (p. 138).

Mai tîrziu, cercetările geologice din zona flișului maramureșan sînt reluate în anul 1967 de o echipă de geologi din cadrul Întreprinderii geologice de prospecțiuni, condusă de Gh. Iliescu și colab. (1968 R). După acest autor, flișul de Corbu nu reprezintă seria curbicorticală albian-vraconiană, ci o formațiune de vîrstă barremian-apțiană, sincronă în parte cu gresia de Teliu apțiană de la curbura Carpaților Orientali, care aparține structural flișului vest-intern (Gh. Iliescu și colab., 1968 R).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 59–63, BUCUREȘTI, 1978

Din observațiile noastre de teren, rezultă că flișul de Corbu din văile Rica și Socolău reprezintă o formațiune predominant grezoasă, în care gresiile micacee cu bob mediu-grosier formează stive groase de 80—100 m, separate prin pachete de fliș groase de 40—50 m. În alcătuirea acestor pachete apar gresii foarte fine micacee și microgresii, slab curbicorticale, dispuse în strate dese, groase pînă la 1 dm, separate de marno-argile șistoase cenușii cu tente de alterare ruginii.

Cu acest aspect, flișul de Corbu și gresia de Copilașu diferă net de seria curbicorticală albiană (= strate de Palanca) din valea Trotușului (I. Băncilă, 1955, 1958), caracterizată prin alternanța deasă de gresii micacee fine calcaroase cenușiu-vinete cu diaclaze pline cu calcit și de marno-argile cenușiu închise, dispuse în strate care depășesc rar 1—2 dm. Această serie monotonă atinge grosimea de 1 000 m și este invadată la partea superioară de bancuri groase de 1—5 m de gresii micacee cu bob mediu, uneori cu episoade conglomeratice, care totalizează 200—300 m (gresia de Cotumba).

Vîrsta albian-vraconiană a seriei curbicorticale din Carpații Orientali ai Moldovei de nord a fost demonstrată de I. Băncilă și V. Agheorghesei (1964) și de Gr. Alexandrescu (1966), prin fauna de amoniți colectați pe afluenții sudici ai rîului Moldova.

Examinînd flișul de Corbu de pe valea Socolăului, am recunoscut stratotipul de pe Pîrîul Corbului, unde se dezvoltă mai ales pachetele de fliș, cu gresii foarte fine și microgresii alterate în nuanțe ruginii. În versantul stîng al Pîrîului Corbului, la circa 0,75—1 km amonte de confluența cu pîrîul Stogu, pe fețele inferioare ale lespezilor de gresii și microgresii, ornate cu hieroglife și urme de plante incarbonizate am găsit trei impresiuni de amoniți. Pe baza literaturii consultate am atribuit impresiunile speciilor *Deshayesites* cf. *involutus* Spath, *Prodeshayesites* cf. *germanicus* Casey și *P. pseudokiliani* Casey, care caracterizează partea mijlocie a apțianului inferior (bedulian). Ținînd seama de grosimea flișului de Corbu și de prezența certă a bedulianului mediu-inferior în această formațiune, se poate considera că în acest fliș este reprezentat atît apțianul superior (gargasian), cît și barremianul.

Cu aceste vîrste, rezultă că flișul de Corbu și gresia de Copilașu reprezintă de fapt continuarea spre nord-vest a stratelor de Bistra — Bistricioara din bazinul văii Bistriței (I. Băncilă, 1958) și a stratelor de Babșa din flișul de Stînișoara, în care Gr. Alexandrescu (1969) citează pe *Deshayesites* cf. *deshaeyesi* (Leym).

Menționăm că în Carpații Păduroși, pe teritoriul R. S. S. Ucrainiene, flișul de Corbu se prelungește direcțional spre nord-vest, est și sud-vest cu flișul de Tisa Albă de vîrstă barremian-apțiană și infra-albiană. Vîrsta flișului de Tisa Albă (Belotisensk) a fost dovedită pe baza faunei de amoniți colectată de Kulcițki și Bîzova în văile Tisa Albă, Ceremușul Negru și Ceremușul Alb (pîraiele Pîrcălab și Sărata) (M. P. Gabinet, Va. O. Kulcițki, O. N. Matkovski, 1976).

Impresiunile de amoniți confirmă vîrsta beduliană a flișului de Corbu și implică apartenența structurală a acestei formațiuni la unitatea vest-internă (=pînza de Ceahlău—Stînișoara). În acest caz, linia „Lutu Roșu" din regiunea Masivului Ceahlău (I. Băncilă, 1955, 1958) se poate continua spre nord-vest în afara graniței țării noastre, în Munții Ludova

Fig. 1 — *Deshayesites* cf. *involutus* Spath (× 1).

Fig. 2. — *Prodeshayesites* cf. *germanicus* Casey (× 1).

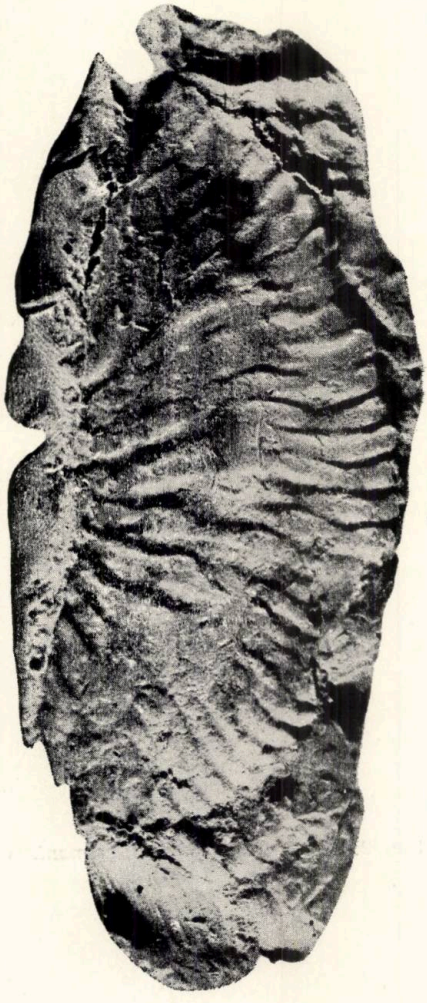


Fig. 3.— *Prodeshayesites pseudokiliani* Casey :
1 a, impresiune ; *1 b*, mulaj (× 1).

din Carpații Pădurоși, adică la contactul dintre flișul de Corbu (= flișul de Tisa Albă) și flișul de Burkut-Pietrosu (H. S w i d z i n s k i, 1936), care ar reprezenta continuarea flișului curbicortical de Palanca.

Genus **D e s h a y e s i t e s** Kasansky, 1914
(= **P a r a h o p l i t o i d e s** Spath, 1922)

Deshayesites cf. **involutus** Spath

pl. I, fig. 1

1961 a *Deshayesites involutus* Spath
1964 *Deshayesites involutus* Spath; Casey, p. 310, pl. XLV, text—fig. 107.

Din descrierea formei tipice dată de R. C a s e y rezultă că adultul depășește diametrul de 100 mm și se caracterizează prin coaste puternice, cele principale foarte slab sigmoidale și arcuite înainte, iar cele secundare (intercalare) mai scurte; ombilicul lărgit și partea ventrală rotunjită apar de timpuriu.

Impresiunea de pe dosul unei gresii foarte fine, slab curbicorticale păstrează o parte din ombilic, care apare cu un diametru de circa 40 mm, comparabil cu cel figurat de R. C a s e y (p. 311). În rest este păstrată o parte din ultima tură cu opt coaste principale destul de proeminente, foarte slab sigmoidale, din care se desprind coaste secundare la mai puțin de jumătatea lățimii turei. După mărimea și numărul coastelor, lățimea ombilicului și a turei se deduce diametrul D > 100 mm al formei din Pîrîul Corbului, pe care am conferit-o speciei *Deshayesites involutus* Spath.

Ca distribuție, această specie apare în apțianul inferior (bedulian) din Anglia (comitatul Kent), în zona cu *Deshayesites deshayesi*.

Genus **P r o d e s h a y e s i t e s** Casey, 1961

Prodeshayesites cf. **germanicus** Casey

pl. I, fig. 2

1961 *a Prodeshayesites* sp. nov; Casey, p. 569, 571, 609.
1964 *Prodeshayesites germanicus* sp. nov., p. 360, pl. LIX, pl. LXI și text—fig. 127.

Impresiunea formei colectate pe dosul unei gresii fine calcaroase cu tendință de separare în plăci paralele nu cuprinde porțiunea terminală (orală) a ultimului tur și cîteva coaste de lîngă diametru. Talia este asemănătoare cu a celor două exemplare figurate de R. C a s e y în text și pe pl. LIX/4 a și deci D > 50 mm. Diametrul ombilicului este de 20 mm, depășind deci 30% din D, așa cum se citează la exemplare adulte (37% din D).

Se observă, de asemenea, aspectul de seceră al coastelor principale și formarea celor secundare din porțiunea inferioară a flancului turei, în treimea internă.

Numărul coastelor vizibile, socotite pe porțiuni din ultima tură, corespunde exemplarelor figurate de R. C a s e y.

Apare în apţianul inferior din Anglia (comitatul Norfolk), în zona cu *Prodeshayesites fissicostatus*, subzona cu *P. bodei* şi în R. F. Germania.

Prodeshayesites pseudokiliani Casey

pl. I, fig. 3a, b

1961 a *Prodeshayesites* sp. nov.; Casey p. 570, 571, 609.

1964 *Prodeshayesites pseudokiliani* sp. nov., pl. LVIII, fig. 3 *a*, *b*; pl. LIX, fig. 2; pl. LXI, fig. 3 *a*, *b*, 4*a*, *b*; text—fig. 129 *a*.

Coastele relativ teşite au tendinţa de a scade la exemplarele cu diametre mari, aşa cum se remarcă la cel găsit în Pîriul Corbului. Coastele secundare se intercalează în perechi între cele primare. Diametrul apreciat după porţiunea din ultima tură depăşeşte 100 mm, întrecînd exemplarele citate de R. Casey.

Apare în apţianul inferior (bedulian) din Anglia, probabil în zona cu „*fissicostatus*", în subzona cu „*bodei*".

ON THE AGE OF THE CORBU FLYSCH MARAMUREŞ (EAST CARPATHIANS)

SUMMARY

The paper describes three ammonites found in the Poienile-de-sub-Munte region (Maramureş) within the Corbu Flysch from the Socolău spring. This formation has been considered by geologists as belonging to the Albian-Vraconian Flysch (curbicortical series, Palanca beds) from East-internal Unit (Palanca nappe).

These forms of Deshayesites and Prodeshayesites proves the Barremian-Aptian age of the Corbu Flysch which represented the stratigraphical and structural equivalent of the Bistra-Bistricioara beds and of the Stînişoara Flysch (West-internal nappe, Ceahlău nappe).

The tectonic line "Lutu Roşu" drawn by geologists between the Rahov — Sinaia beds and the Corbu Flysch must be drafted to the limit between the Corbu-Tisa Albă Flysch and the Burkut (Palanca) Flysch from the Ukcrainian Carpathians.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr. (1966), *Stratigrafia „flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali)*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **11**, *2*, Bucureşti.

— (1969), *Stratigrafia şi structura pînzei interne superioare din flişul cretacic dintre valea Bistriţei şi valea Moldovei (Carpaţii Orientali)*, D. S. Inst. geol., **LIV**, *3* (1967), Bucureşti.

Andrusov D. (1933), *Sur la structure des Carpathes Orientales avec les Carpathes Occidentales*, Vest. St. Geol. Ust., **IX**, Praha.

Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit., tehnică, Bucureşti.

Băncilă I., Agheorghesei V. (1964), *Observaţii noi asupra flişului din valea Suha Mare-valea Moldovei (regiunea Suceava)*, An. Com. geol., **XXXIII**, Bucureşti.

Bleahu M. (1962), *Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (Munţii Maramureşului)*, D. S. Com. geol., **XLV** (1957—1958), Bucureşti.

CASEY R. (1964), *A monograph of the ammonoidea of the Lower Greensand*, part V, Paleontographica Society, London.

CERNEA GH. (1952), *Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței*, An. Com. geol., **XXIV**, București.

DRUSITA V. V., KUDRIAVTEVA M. P. (1960), *Atlas nijnemielovoi faunii Kavkaza i Kriima*, Gosudarstnauko-tehn. izdat., Moskva.

GABINET M. P., KULCITKI VA. O., MATKOVSKI O. N. (1976), *Gheologhia i polezniie iskopaemie Ukrainskih Karpat; Stratigraficeski i antologogeohimiceski ocerk*, Izd. Obiied. „Vișa Scola", **I**, Lwow.

GLAZUNOVA A. E. (1973), *Paleontologhiceskoe obosnovanie stratigraficeskogo rascleneniia meloviih otlogenii Povolgia*, Nijnii Mel. Izdat. „Nedna", Moskva.

JOJA TH., MUTIHAC V., MUREȘAN M. (1968), *Crystalline Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northen Sector)*, International Geol. Congress XXIII, ses Prague 1968, Guide to Excurssion, 46 AC, Bucarest.

KULCIȚKI JA. O., PASTERNAK C. P. (1971), *Stratigrafia i fauna mela Suhovo i Rahovo zon Ukrainski Karpat*, Paleont. Svornik., **II**, *8*, Lwow.

STEFĂNESCU M. (1969), *Geologia regiunii cuprinsă între Piriul Negru și izvoarele văii Cîrlibaba (Carpații Orientali)*, D. S. Inst. geol., **LIV**, *3* (1967), Bucuresti.

SWIDZINSKI H. (1936), *Niektore zagadnienia geologiczna z Karpat Wschodnich (Quelques problèmes géologiques concernant les Karpates Orientales)*, Posiedz. Nauk. Panstw. Inst. Geol. (C. R. Séances ser. Géol. de Pol.), **45**, Warszawa, 1936.

Primit în redacție la 10 ianuarie 1977

Întreprinderea de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

MICROFACIESURI JURASICE SUPERIOARE DIN PLATFORMA MOESICĂ CORELATE CU DEPOZITE SINCRONE DIN ZONE ÎNVECINATE

DE

C. VINOGRADOV, I. COSTEA, DOINA COMȘA

Depozitele jurasice superioare ale Platformei Moesice care fac obiectul lucrării de față se înscriu într-un ciclu de sedimentare marină care începe cu depozite terigene (liasic superior-dogger) și se încheie cu o secvență carbonatică (malm-apțian inferior).

Baza secvenței carbonatice este constituită din calcare micritice și biomicritice cu microfilamente, radiolari, spiculi calcitizați de spongieri, globochete, de vîrstă callovian superior-oxfordian inferior. În continuitate de sedimentare urmează calcare micritice, biomicritice, pelmicritice, cu protoglobigerine, radiolari, *Cadosina lapidosa* Vogler, *C. radiata* Vogler, spiculi calcitizați de spongieri, *Globochaete alpina* Lombard, *Aptychus*, de vîrstă oxfordian superior — kimmeridgian inferior.

Sedimentarea în intervalul de timp callovian superior — kimmeridgian inferior se desfășoară într-un mediu marin epipelagic cu o salinitate normală, temperatură moderată și cu aerare permanentă. Datele de observație de care dispunem în prezent nu permit o conturare precisă a bazinului de sedimentare. O parte din țărmul estic al bazinului este constituit din depozite paleozoice, identificate pe aliniamentul Movila Miresii, Urleasca, est de Bordei Verde, Viziru, Țibănești (inclus la Tufești). Țărmul vestic, situat în zona văii Jiului, este constituit din depozite triasice identificate la Brădești — Răcari — Coțofeni. Partea periferică estică a bazinului este marcată la Giurgeni de depozitele dolomitice callovian superior — oxfordian inferior și de extinderea acestora în intervalul stratigrafic următor (oxfordian superior — kimmeridgian inferior) spre Murgeanca. Țărmul vestic se prezintă ca o veche suprafață denudată care și-a pus amprenta în procesul de sedimentare prin furnizarea de material argilos și hidroxizi de fier încorporați ca mixturi în depozitele carbonatice din sectorul Iancu Jianu, Craiova, Balș, Slatina.

Intervalul stratigrafic kimmeridgian superior — tithonic inferior este reprezentat prin :

— calcare intramicritice (calcare nodulare) cu *Haploceras elimatum* Oppel, *Taramelliceras trachynotum* Oppel, *T. gibbosum* (Spath), *Lythoceras* sp., *Lamellaptychus beyrichi* Trauth. În secțiunile subțiri calcarele conțin *Saccocoma*, radiolari calcitizați, *Cadosina carpathica* (Borza), *C. borzai* Nagy, *C. tenuis* Nagy, *C. radiata* Vogler, foraminifere *(Nodosariidae, Spirillinidae, Involutinidae)*, *Aptychus*, *Globochaete alpina* Lombard, *Eothryx alpina* Lombard.

— formațiuni recifale cu calcare biostromale, oolitice și biointraspa-ritice conținînd micro-oncolite, „*Mercierella*" *dacica*, *Thaumatoporella*

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 65–72, BUCUREȘTI, 1978

parvovesiculifera (Raineri), *Lithocodium* sp., *Globochaete alpina* Lombard, echinide, crinoide, corali, foraminifere (*Reophacidae*, *Valvulinidae*, *Miliolidae*, *Involutinidae* etc.), moluște. Conținutul paleontologic al calcarelor recifale (*Entolium* sp., *Zeilleria* sp., *Rhynconella* sp., *Grammatodon* sp.) este puțin concludent pentru stabilirea vîrstei.

Între aceste faciesuri există, în partea de est și cea de vest a platformei, relații de juxtapunere. În partea central-vestică a Platformei Moesice se dezvoltă în exclusivitate calcarele intramicritice cu *Saccocoma*. În restul Platformei Moesice, și anume de la meridianul Blejești pînă la Dunăre, în partea de la vest de ridicarea Brădești, Răcari, Coțofeni, cît și la sud de linia Periș — C. A. Rosetti, calcarele intramicritice cu *Saccocoma* sînt înlocuite la partea superioară de calcarele recifale cu micro-oncolite și „*Mercierella*" *dacica*.

Microfaciesul calcarelor intramicritce cu *Saccocoma* reflectă condiții de depunere într-un mediu marin cu ape intermitent agitate (tipul II în clasificarea lui W. J. Plumley și colab., 1962). Acest fapt este demonstrat și de alternanța de depozite pelagice și recifale din forajul de la Argetoaia unde, între cele două microfaciesuri, are loc o tranziție gradată.

În aria de dezvoltare exclusivă a calcarelor intramicritice cu *Saccocoma* (partea central-vestică a Platformei Moesice) se manifestă pentru ultima dată, dar cu o mare intensitate, aportul de material argilos și hidroxizi de fier provenit din depozitele triasice denudate de la Brădești — Răcari — Coțofeni.

Procesele de dolomitizare penecontemporană care reflectă un mediu de sedimentare semirestrictiv și de salinitate ridicată se extind pe suprafețe mari în cadrul faciesului cu micro-oncolite și „*Mercierella*" *dacica*. Apar evidente în cadrul acestui facies legăturile de condiționare între faciesul recifal și dolomitizările penecontemporane.

În tithonicul superior sedimentarea are loc în domenii de facies stabilizate, prefigurate de mișcările ce au avut loc în tithonicul inferior. La rîndul ei, configurația paleogeografică din tithonicul superior va determina în mare măsură evoluția ulterioară a sedimentării mai ales în timpul berriasianului și valanginianului. Se conturează astfel, la nivelul tithonicului superior, două domenii distincte de sedimentare:

— domeniul bazinal de platformă cu caracter pelagic instalat în partea central-vestică a platformei (notat cu 2 în fig. 1);

— domeniul de platformă submersă, cu arii de dezvoltare a complexelor recifale, instalat în partea de est și de vest a platformei (notat cu 1 și 3 în fig. 1). În extremitatea estică (Pelinu — Amara — Jugureanu — Murgeanca — Cernavodă — Medgidia) se trece la un facies lagunar cu evaporite (notat cu 1*a* în fig. 1).

În domeniul de sedimentare pelagică, din partea central-vestică a platformei, s-au sedimentat calcare micritice pe grosimi de 25—200 m și cu un conținut de *Berriasella* cf. *lorioli* Zittel, *Punctaptychus punctatus* Voltz, *Lamellaptychus mortiletti longa* Ooster, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu), radiolari calcitizați, diverse foraminifere, *Globochaete alpina* Lombard.

Procesele de dolomitizare se manifestă sporadic, au intensitate redusă (dolomitizări incipiente) și sînt amplasate în apropiere de contactul cu formațiunile recifale ale platformei submerse (Studina, Curmătura, Covei) sau cu ridicarea de la Brădești — Răcari — Coțofeni (Craiova). De remarcat acuratețea petrografică a calcarelor micritice tithonic superioare chiar și în apropiere de sursa care a impurificat formațiunile carbonatice callovian superior — kimmeridgian superior.

Procesul de sedimentare din domeniul bazinal de platformă s-a desfășurat într-o mare deschisă cu comunicarea liberă spre sud (Depresiunea Lom-Lukovit) și spre nord prin culoarul dintre Spineni și Gura Șuții.

Domeniul de platformă submersă cu arii de dezvoltare a complexelor recifale ocupa estul platformei (la est de o linie ce unește localitățile Serdanu, Siliștea-Ciuperceni și Putineiu, de unde se prelungea pe malul stîng al Dunării pînă la Măcești), precum și o suprafață mai restrînsă la vest de Vîrtopu — Argetoaia pînă la Ciovîrnășani — Drobeta-Turnu Severin — Chilia.

Caracteristice domeniului de platformă submersă sînt formațiunile dolomitice cu grosimi care ating în unele sectoare 300—400 m și complexele recifale care se instalează în special la partea superioară a nivelelor dolomitice. Formațiunile recifale și perirecifale conțin *Clypeina jurassica* (Favre), *Macroporella praturloni* Dragastan, „*Pianella*" *pygmaea* (Gümbel), *Actinoporella podolica* (Alth), *Cayeuxia moldavica* Frollo, *C.* aff. *kurdistanensis* Elliott, *Ortonella lemoineae* Dragastan, *Lithophyllum? maslovi* Dragastan, *Lithocodium morikawi* Endo, *Globochaete spinosa* Dragastan, fragmente de corali, echinide, crinoide, gasteropode, ostracode, foraminifere *(Lituolidae, Textulariidae, Ataxophragmiidae, Miliolidae, Spirillinidae, Involutinidae)* etc.

Recifii detectați prin foraje sînt de tip franje (Ghergheasa, Perișoru — Oprișenești, Zăvoaia), recifi solitari (Colelia, Dragoș Vodă, Vadu Anei) și recifi de tip barieră (Ungureni, Brîncoveanu, Cartojani, Talpa, Frăsinet, Alexandria, Bogdana, Vișina, Potelu), pe aliniamentul cărora se trasează limita dintre domeniul bazinal (Fore-reef basin) și domeniul platformei submerse (Back reef shoals). Acesta din urmă poate fi considerat ca un domeniu marin lagunar. Dispunerea în spațiu a recifilor din tithonicul superior urmărește în linii mari amplasamente recifale preexistente (kimmeridgian superior—tithonic inferior) sau creste submarine constituite din formațiuni mai vechi.

Sedimentarea în cadrul faciesului dolomitic recifal cu *Clypeina* și *Macroporella* se desfășura în ape cu salinitate și temperatură crescută, de mică adîncime (10—70 m), cu un regim hidrodinamic calm în lagunele protejate, unde se formau dolomitele, sau cu regim agitat în zonele apropiate de țărm (Ghergheasa, Potigrafu) și în jurul crestelor submarine (Brîncoveanu, Cartojani), în care adîncimile mici și factorii climatici favorizau formarea oolitelor. Organismele recifale indică existența, pe anumite sectoare, a unui substrat rigid pe care se fixau coloniile recifale, o bună oxigenare a apelor, salinitate și temperaturi relativ ridicate, ape limpezi lipsite de suspensii terigene fine, prin care lumina solară pătrundea ușor permițînd desfășurarea activă a fenomenelor de fotosinteză.

În extremitatea estică a Platformei Moesice, în apropierea țărmului constituit din depozite paleozoice și calcare recifale kimmeridgiene, se

situa o lagună marină în care salinitatea a atins valori de 260—270 grame la litru, ceea ce a permis precipitarea sulfaților (anhidrit și gips la Jugureanu — Amara — Pelinu, baritină la Ciochina). Vîrsta tithonic superior a anhidritelor este dovedită de un calcar cu *Clypeina jurassica* (Odăeni) în care apar cuiburi de anhidrit. În marginea de est a lagunei, în imediata apropiere a uscatului, se amplasa reciful franjant Ghergheasa — Perișoru — Oprișenești — Zăvoaia cu extindere probabilă spre Giurgeni. Organismele constructoare ale recifului erau coralii, briozoarele, algele, și anume *Cayeuxia moldavica* Frollo, *Lithocodium morikawi* Endo, *Bacinella irregularis* Radoicic etc., decapodele anomure și dromiacee, precum *Galathaea (Paragalathaea) striata* (Remes), *G. (Palaeomunida) moesica* Mutiu, *Pithonoton bidentatum* Reuss, *P. marginatum* (Meyer), *Longodromites angustus* (Reuss) etc., brahiopodele, lamelibranhiatele (*Chlamys* sp., *Astarte* sp. etc.), gasteropodele (*Ptygmatis* cf. *neisatnensis* Pcel, *Tylostoma* aff. *laharpi* Pictet & Campiche, *Natica* sp. aff. *mastoidea* Pictet & Campiche, *Pteroceras* sp. etc.), foraminiferele (*Miliolidae*, *Involutinidae*) etc.

Celelalte laturi ale lagunei erau conturate prin bariere cu formațiuni oolitice (Nicolești — Dragoș Vodă), calcare micritice de foarte mică adîncime și în special dolomite singenetice. În interiorul lagunei, în afara depozitelor evaporitice, se formau calcare micritice abiogene, dolomite, calcare cu ostracode, calcare recifale cu *Clypeina* și *Macroporella*, ceea ce indică influxuri de ape marine cu salinitate deosebită față de valorile concentrației din lagună.

Domeniul lagunar continuă spre sud-est (Cernavodă — Medgidia) unde I. Băncilă (1973) semnalează gipsuri și anhidrite cărora le conferă vîrsta purbeckian-wealdian. Într-un articol ulterior vom aborda problema vîrstei cretacic inferioare a anhidritelor situate peste cele de vîrstă jurasic superioară.

POSIBILITĂȚILE DE CORELARE ALE DEPOZITELOR JURASICE SUPERIOARE DE PE TERITORIUL ROMÂNESC AL PLATFORMEI MOESICE, CU ZONE ÎNVECINATE

Începînd cu anul 1956, cînd teritoriul românesc al Platformei Moesice a intrat în preocupările geologilor petroliști, numeroși cercetători au încercat să definească și să explice evoluția sa în timp și spațiu.

Etapele importante ale acestei cercetări sînt marcate de lucrări cu caracter de sinteze întocmite de I. Pătruț, M. Popescu, C. Teodorescu și M. Molnar (1961), N. Grigoraș, I. Pătruț și M. Popescu (1963), M. Popescu, I. Pătruț și D. Paraschiv (1967). Ca urmare a acestora, Platforma Moesică a fost definită ca zona ridicată care se întinde de o parte și de alta a cursului inferior al văii Dunării, fiind limitată la nord de Depresiunea Precarpatică și la sud de Depresiunea Prebalcanică.

Studiul de față, sintetizînd progresele înregistrate în cercetarea de laborator a depozitelor jurasice superioare de pe teritoriul românesc al Platformei Moesice, a condus la cunoașterea aprofundată a aspectelor stratigrafice, faciale și paleogeografice ale acestei unități structurale.

Corelarea cercetărilor noastre cu studiile geologice referitoare la teritoriul Platformei Moesice de la sud de Dunăre (R. P. Bulgaria) pun într-o lumină nouă ansamblul geologic-structural al acestei unități.

Se observă astfel că pe teritoriul românesc al Platformei Moesice se individualizează un domeniu bazinal de platformă în partea central-vestică (notat cu 2 în fig. 1), mărginit la est și vest de domenii de platformă submersă (1+3). La sud de Dunăre, geologii bulgari separă Depresiunea Lom-Lukovit (II+II a) și două domenii de shelf carbonatic (I+III) care o încadrează la est și vest.

Corelările regionale (fig. 1) ne permit să considerăm că domeniul bazinal de platformă (2) corespunde Depresiunii Lom-Lukovit (II+II a), iar cele două domenii de platformă submersă (1+3) celor două domenii de shelf carbonatic (I+III).

În marginea de est și cea de sud a domeniului bazinal (2), la contactul dintre acest domeniu și platforma submersă se situează o barieră recifală care poate fi urmărită în continuare pe teritoriul bulgăresc, pe rama de est a Depresiunii Lom-Lukovit și de aici prin Rasen și Tîrgoviște pînă la Varna. Rama sudică a acestei bariere delimitează ridicarea nord-bulgară (shelful carbonatic) de depozitele de depresiune argilo-carbonatice situate în fața fosei flișului Balcanilor de răsărit (IV). Cu toate că geologii bulgari consideră bariera recifală din estul Depresiunii Lom-Lukovit de vîrstă valanginiană, se acceptă totuși că sub recifii valanginieni se găsesc recifi mai vechi de vîrstă malm-berriasiană.

Marginea de vest a domeniului bazinal este marcată în parte de aria denudată Brădești — Răcari — Coțofeni și în parte de platforma submersă vestică (3). Această a doua arie de shelf din Platforma Moesică continuă pe teritoriul bulgăresc cu shelful carbonatat al Prebalcanilor și Balcanilor de vest (III). Recifii situați la contactul dintre shelful carbonatic al Prebalcanilor și Balcanilor de vest și Depresiunea Lom-Lukovit sînt de presupus că ar continua și pe teritoriul românesc (recifi identificați la Ciovîrnășani, Argetoaia, Vîrtopu, însoțiți de calcare oolitice, biointrasparitice și dolomite).

Privită în acest fel, Platforma Moesică prezintă, în timpul tithonicului superior, trei sectoare distincte :

— platforma carbonatică estică (1+I) sau Platforma Moesică propriu-zisă (ridicarea nord-bulgară), care reprezintă o platformă submersă cu arii de dezvoltare a complexelor recifale (dintre care o importanță particulară prezintă barierele recifale) și a formațiunilor dolomitice. În marginea nord-estică a platformei submerse se dezvoltă un subfacies lagunar cu anhidrite și gips (1 a) ;

— bazinul central Ciurești (2) continuat spre sud cu Depresiunea Lom-Lukovit (II) dezvoltat în facies carbonatic epipelagic cu amoniți și tintinnide. Pe teritoriul românesc, domeniul bazinal rămîne deschis în culoarul Spineni — Gura Șuții, pe unde ar fi probabilă o legătură cu geosinclinalul carpatic (strate de Sinaia inferioare ?). În sud, domeniul bazinal se leagă cu fosa flișului Balcanilor de vest (V). Posibil deci ca prin domeniul bazinal să se fi realizat, în tithonicul superior, o legătură între geosinclinalul carpatic și geosinclinalul Balcanilor.

— platforma carbonatică vestică (3=shelful Mehedinți) continuată spre sud cu shelful carbonatat al Prebalcanilor de vest și al Balcanilor

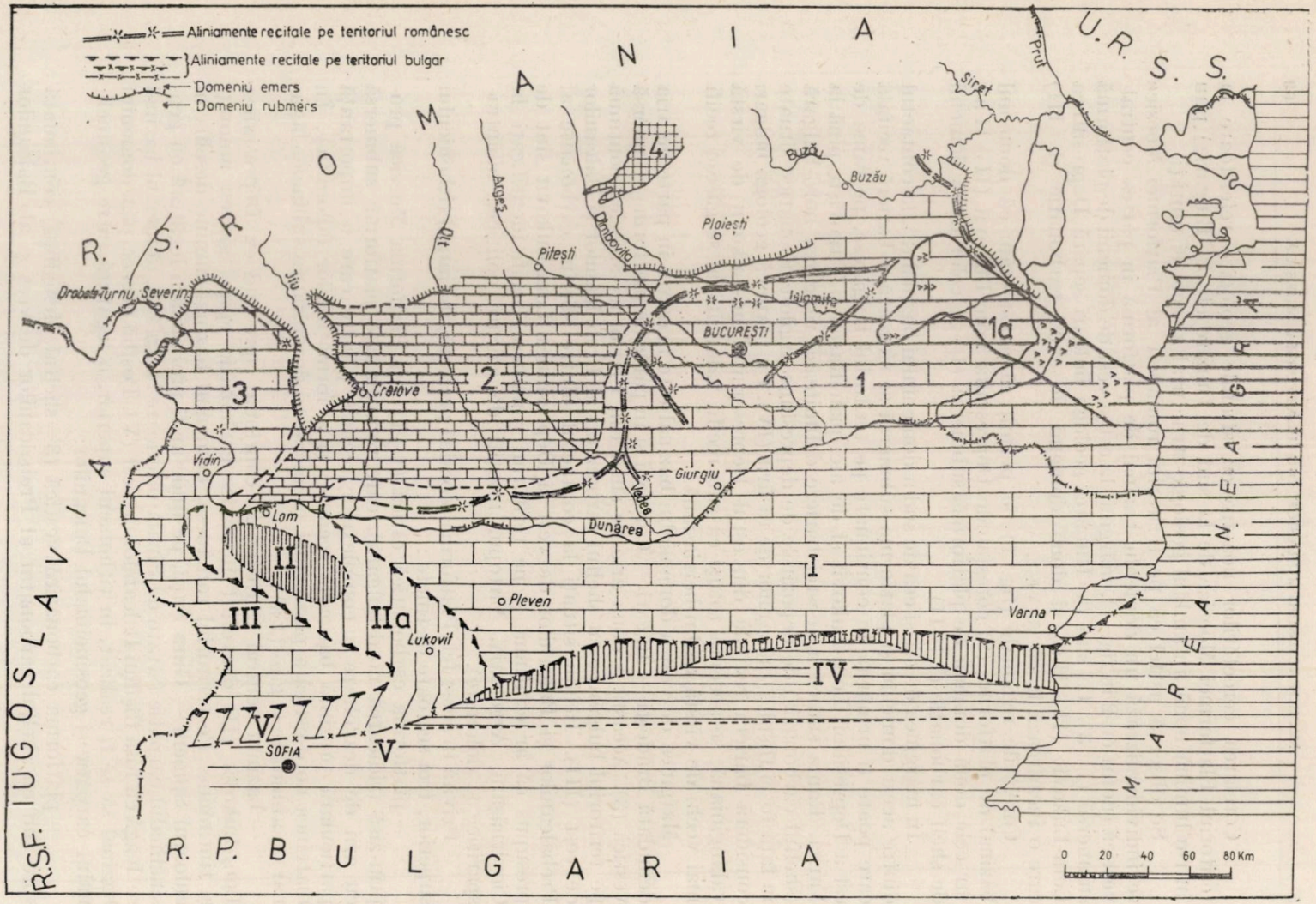


Fig. 1. — Harta paleogeografică a Platformei Moesice și a zonelor învecinate în tithonicul superior.

I – I, Platforma carbonatică estică: *1 a*, domeniul de facies lagunar cu gips și anhidrit (facies purbeckian); *2 –II –IIa*, bazinul central Ciurești–Lom-Lukovit; *3– III*, platforma carbonatică vestică. Zone învecinate: *4*, fosa Carpaților Răsăriteni (terminația sudică) cu depozite de „preflиș"; *IV*, fosa Balcanilor de est; *V*, fosa Balcanilor de vest.

(III). Acest shelf se prezintă tot ca o platformă submersă cu complexe recifale şi formaţiuni dolomitice dar cu o dezvoltare restrînsă în suprafaţă în comparaţie cu shelful carbonatic estic.

Această configuraţie paleogeografică, cu implicaţii certe în simplificarea sistemului de faliere în blocuri a Platformei Moesice, va determina în bună măsură evoluţia viitoare a procesului de sedimentare, evoluţie care va fi prezentată într-o lucrare ulterioară.

UPPER JURASSIC MICROFACIES IN THE MOESIAN PLATFORM CORRELATED WITH SYNCHRONOUS DEPOSITS IN THE NEIGHBOURING AREAS

ABSTRACT

The upper Jurassic deposits on the Romanian territory revealed exclusively by drillings are represented by a varied range of carbonatic rocks developed on two mobile platforms with shelf features separated by a basinal domain of pelagic feature.

The individualization of these sedimentary domains was achieved gradually beginning with the upper Kimmeridgian. The carbonaceous shelf areas have developed on account of the concomitant narrowing of the pelagic facies areas that occupied the whole Moesian Platform, from the upper Callovian to the upper Kimmeridgian.

In the upper Tithonian, sedimentation took place on established paleogeographic areas (fig. 1): the eastern carbonate platform (1—I) bordering on the lagoonal domain with gypsum and anhydrite (1 a), the central basin Ciureşti-Lom-Lukovit (2—II—II a), and the western carbonate platform (3—III). The limit between the carbonate platforms and the central basin was marked by barrier type reefs that even spread on the Bulgarian territory too. This central basin was perhaps the site of connection between the western Balkanian geosyncline and the Carpathian one (lower Sinaia Beds).

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1973), *Asupra prezenţei unei formaţiuni gipsifere purbekian-wealdiene în regiunea Feteşti — Constanţa*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*, 115—125, Bucureşti.

COMŞA D., COSTEA I., FILIMOS S., NĂSTĂSEANU N., NEGOIŢĂ F. (1975), *Aperçu microbiostratigraphique sur l'Avant-pays Carpatique (Plate-forme Moesienne et Plate-forme Moldave)*. Guide Micropal. Mes. Tertiaire Carp. Roumaines, Europ. Micropal., **14**, 69—79, Bucureşti.

COSTEA I. (1974), *Micropaleontological study of the Lower Cretaceous in the central part of the Moesian Platform (Romania)*, Neues Jahrb. Geol. Pal., **146**, *1*, 1—28, 1—7, Stuttgart.

COSTEA I., COMŞA D. (1969), *Organismes planctoniques à la limite Jurassique Crétacé dans la Plate-forme Mésienne (Roumanie)*, Proc. first Intern Confer. Plankt. Mikrof., Genève, 1967, **II**, *1*, *4*, 100—122, Leiden.

COSTEA I., COMŞA D., VINOGRADOV C., MOTAŞ L., BALTEŞ N. (1975), *Studiul microfacial al depozitelor calcaroase jurasice superioare şi cretacice inferioare din centrul Platformei Moesice*, Rev. mine, petrol şi gaze, **26**, *1*, 9—15, Bucureşti.

DRAGASTAN O., MUȚIU R., VINOGRADOV C. (1973), *Zonele microfaciale și limita Jurasic-Cretacic în Carpații Orientali (M-ții Hăghimaș) și în Platforma Moesică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *2*, 509—533, București.

DRĂGĂNESCU A. (1976), *Lower Cretaceaus carbonate and carbonate-evaporite sedimentation in the East-Wallachian sector of the Moesian Platform*, An. Inst. geol. geof., **XLVIII**, 5—53, București.

GRACHEVSKIY M. M., BERLIN Y. M., KHAKIMOV Y. M., SHIMANOV Y. V. (1973), *The Malm Valanginian barrier reefs of North Bulgaria as a promising object of search for oil and gas*, Sovetskaia Geologia, **4**, 137—141, Moscova.

GRIGORAȘ N., PĂTRUȚ I., POPESCU M. (1963), *Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R.P.R.*, Asoc. geol. carp-balc., Congresul V, 1961, **IV**, Tectonică, 115—131, București.

MUȚIU R., BĂDĂLUȚĂ AURELIA (1970). *La présence des décapodes anomures et dromiacés dans les calcaires tithoniques de la Plate-forme Moesienne*, Ann. Inst. Publ. Hung., **LIV**, *2*, 245—252, Budapesta.

PATRULIUS D., NEAGU I., AVRAM E., POP GR. (1976), *The Jurassic-Cretaceous Boundary beds in Romania*, An. Inst. geol.-geof., **L**, 71—127, București.

PĂTRUȚ I., POPESCU M., TEODORESCU C., MOLNAR M. (1961), *Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice — Stratigrafie*, Rev. petrol. și gaze, **12**, *11*, București.

PLUMLEY W. J., RISLEY G. A., GRAVES R.W.HR., KALEY M. E. (1962), *Energy index for limestone interpretation and clasification. Classification of carbonate rocks, a simposion*, Memoire 1, 85—107, Tulsa, Oklahoma.

POPESCU M., PĂTRUȚ I., PARASCHIV D. (1967), *Stadiul actual de cunoaștere geologică a Platformei Moesice de pe teritoriul României*, Rev. petrol și gaze, **XVIII**, *1*, 6—15, București.

VINOGRADOV C., DRAGASTAN O. (1975), *Microfacial study of the Upper Jurasic and Lower Cretaceous deposits from the central part of the Moesic Platform (Romania)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Série de Géologie, **19**, 105—118, București.

Primit în redacție la 7 februarie 1977

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze, București

NOI DATE BIOSTRATIGRAFICE ASUPRA SENONIANULUI DIN REGIUNEA VIDRA (MUNȚII METALIFERI)

DE

DENISA LUPU, JAQUES SORNAY

Începînd cu cercetările lui M. Blankenhorn asupra geologiei regiunii (1900), investigațiile biostratigrafice asupra depozitelor senoniene nu au fost încă axate pe analiza faunelor de inocerami. Prezentarea datelor furnizate de studiul acestor organisme constituie de fapt o confirmare a unor rezultate mai vechi (M. Lupu, Denisa Lupu, 1962), care au demonstrat la acea dată, în special pe baza investigării faunei de rudiști, că transgresiunea neocretacică a început în această zonă în santonian. Un element nou constă în identificarea, în urma studiului faunei de inocerami, a părții superioare a campanianului, în cuprinsul faciesului marnos.

În succesiunea cretacicului superior de la Vidra — valea Zlatinei (fig. 1) au fost puse în evidență următoarele secvențe stratigrafice:

— orizontul breciei conglomeratice, dispus direct pe cristalin și constituit din elemente de șisturi sericitoase, cuarțite, șisturi cu albit, incluse într-un ciment friabil de culoare roșie,

— orizontul gresiilor fine în alternanță cu șisturi aleuritice roșii;

— orizontul șisturilor cărbunoase cu *Lunatia geinitzi* Holzapfel și *Paraglauconia* aff. *kefersteini* Goldfuss;

— orizontul gresiilor calcaroase cu acteonele, care înglobează numeroase exemplare aparținînd îndeosebi speciilor: *Actaeonella (Trochactaeon) gigantea* Sow., *A.(T.) conica* Zekeli, *A.(T.) lamarcki* Zekeli, *A.(T.) goldfussi* d'Orb.;

— orizontul marnelor cu inocerami, care este separat în două pachete printr-un banc de gresii a căror granulație este grosieră și în cuprinsul cărora a fost decelată specia *Baculites vertebralis* Lam.

Asociația de inocerami a fost identificată în intervalul santonian superior-campanian superior.

Prin corelare cu faunele de inocerami și amoniți din nordul Europei centrale, partea superioară a profilului de la Vidra, reprezentată prin pachetul gresiilor grosiere și cea de-a doua secvență a marnelor cu inocerami, ar corespunde zonei cu „*polyplocum*" a campanianului superior (R. Giers, 1964; O. Seitz, 1970; J. Wiedmann, 1962). Este evidentă analogia de conținut a faunei de inocerami de la Vidra cu cea a asociațiilor de același tip din nordul Europei centrale, implicit cu fauna de inocerami din insula Madagascar.

Afinitățile remarcabile între asociațiile europene de inocerami — în mod particular cele din nordul Europei centrale — și fauna de inocerami din insula Madagascar au fost relevate de R. Heinz în 1933 și confirmate prin studiile lui J. Sornay (1964).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 73–82, BUCUREȘTI, 1978

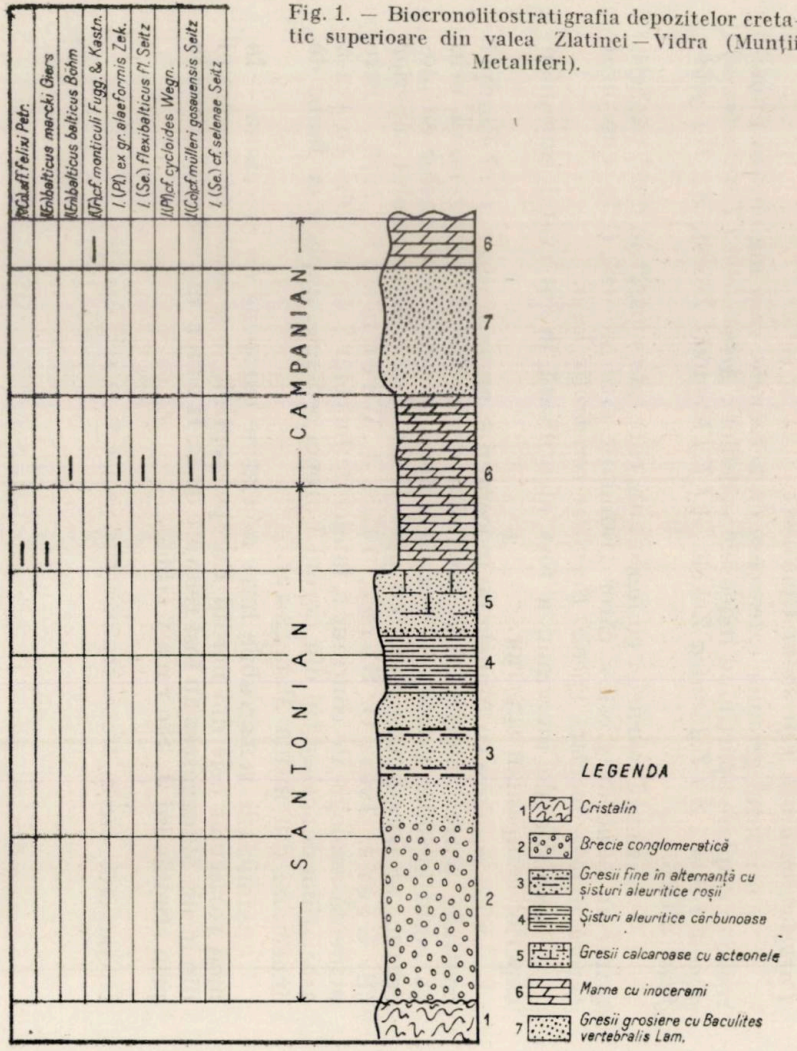


Fig. 1. — Biocronolitostratigrafia depozitelor cretatic superioare din valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi).

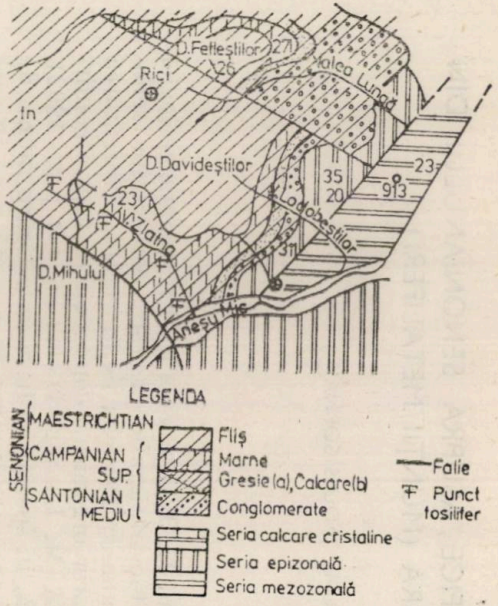


Fig. 2. — Schița geologică a părții de sud a Depresiunii Vidra.

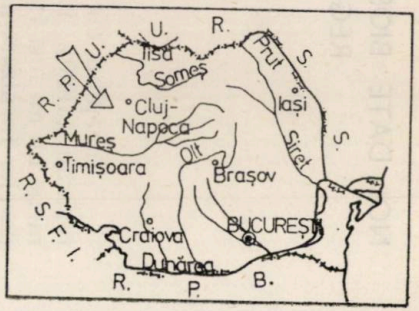


Fig. 3. — Amplasarea regiunii Vidra pe teritoriul R. S. R.

DESCRIEREA FAUNEI

Familia **INOCERAMIDAE** Giebel 1852

Genul **Inoceramus** J. Sowerby 1814

Inoceramus (?Cordiceramus) aff. felixi Petrascheck

pl. I, fig. 1, 1 a

Valva stîngă. Configurația generală a cochiliei sugerează afilierea respectivului exemplar grupului *I. felixi* Petrascheck. Se diferențiază de aceasta prin absența unor puncte de fuzionare sau de întrerupere a coastelor, ca și printr-o mai mică proeminență a zonei anterioare. Convexitate moderată. Linia de șarnieră, puțin oblică, prezintă fosete ligamentare fine și numeroase (10/cm), în apropierea umbonelui.

Nivel stratigrafic: santonian superior, la partea inferioară a marnelor cu inocerami de pe valea Zlatinei — Vidra.

Asociație: inocerami din grupul *alaeformis* Zekeli, *I. balticus marcki* Giers.

Inoceramus (Platyceramus) ex gr. **alaeformis** Zekeli

pl. II, fig. 5, 6

Unul din cele două exemplare pe care le-am considerat ca aparținînd grupului speciei *alaeformis* este reprezentat printr-o valvă dreaptă aplatisată, cu deschiderea unghiului umbonal de 148°. Coaste rotunjite, de 2 mm grosime, care se estompează în vecinătatea marginei dorsale. În apropierea flancurilor cochiliei se remarcă în mod frecvent fuziunea a două și uneori a trei coaste, precum și întreruperi ale acestora. Linia de șarnieră lungă, umbone puțin proeminent, rotunjit. Din enumerarea acestor detalii morfologice rezultă similitudinea față de exemplarul figurat de Zittel (1864, pl. XIV, fig. 5), sub denumirea de *Inoceramus cripsi* Mant. var. *alaeformis* Zek. Cel de-al doilea specimen, mai puțin complet, relevă aceleași caracteristici.

Nivel stratigrafic: santonian superior.

Asociație: *I. balticus marcki* Giers, *I.* aff. *felixi* Petrascheck.

Inoceramus (Endocostea) balticus marcki Giers

pl. I, fig. 2

1964 *Inoceramus balticus marki* Giers, p. 239, pl. I, fig. 5.

Valva dreaptă. Cochilie groasă, bombată uniform, contur rotunjit dreptunghiular, umbone puțin proeminent. Partea posterioară a cochiliei lipsește. Costație de contur eliptic, cu unele bifurcări în zona șarnierei.

Nivel stratigrafic: santonian superior.

Asociație: *I.* aff *felixi* Petrascheck, inocerami din grupul *alaeformis* Zekeli.

Inoceramus (Endocostea) balticus balticus J. Böhm

pl. II, fig. 4

1907 *I. balticus* J. Böhm, p. 113; 1909, p. 47, pl. XI, fig. 2.
1963 *I. balticus* Marinescu, pl. VII, fig. 1.
1964 *I. balticus balticus* Giers, p. 238, pl. I, fig. 2–4.
1966 *I. balticus* Todiriţa-Mihăilescu, p. 68, pl. VIII, fig. 4; pl. IX, fig. 1, 2; pl. X, fig. 1,2.

Valva dreaptă, alungită lateral, foarte bombată, coaste în arc de cerc — element diferenţial faţă de *I. balticus marcki* Giers. În apropierea liniei de şarnieră se remarcă aceeaşi tendinţă de contopire a două coaste ca în cazul subspeciei precedente.

Nivel stratigrafic: campanian inferior, la partea medie a marnelor cu inocerami din valea Zlatinei.

Asociaţie: *I.* cf. *cycloides* Wegner, *I.* cf. *mülleri gosauensis* Seitz, *I. (Selenoceramus)* cf. *selenae* Seitz.

Inoceramus (Selenoceramus) cf. **selenae** Seitz

pl. I, fig. 3

Valva dreaptă, convexă în regiunea umbonală, mai depresivă în jumătatea posterioară. Coaste fine şi rotunjite, de contur trapezoidal. Unghiul lor de incidenţă cu linia de şarnieră este de 62°. Această expunere a caracterelor morfologice corespunde în linii mari descrierii tip a speciei (O. Seitz, 1967), totuşi gradul de conservare al exemplarului nu permite o determinare mai certă.

Nivel stratigrafic: campanian inferior.

Asociaţie: *Inoceramus balticus balticus* Böhm, *I. flexibalticus flexibalticus* Seitz.

Inoceramus (Platyceramus) cf. **cycloides** Wegner

pl. III, fig. 7

Fragmentul, provenit dintr-o cochilie de talie mare, vădeşte o costaţie uniformă, larg arcuită, cu spaţii intercostale de aceeaşi grosime cu a coastelor, care uneori apar mai puţin rotunjite, caractere morfologice proprii speciei *I. cycloides*.

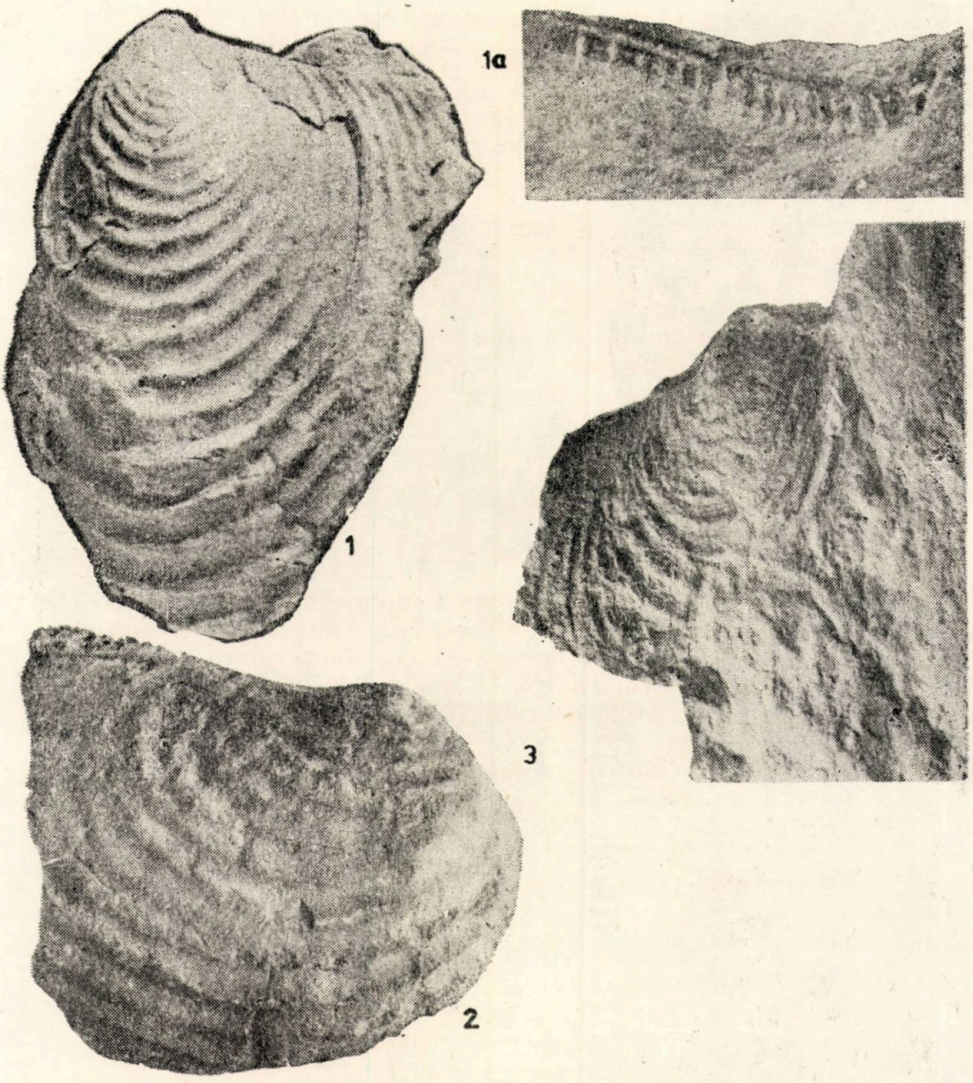
Nivel stratigrafic: campanian inferior.

Asociaţie: *I. (En.) balticus balticus* Böhm.

Inoceramus (Cordiceramus) cf. **mülleri gosauensis** Seitz

pl. III, fig. 8

Deşi exemplarul atribuit acestei specii nu este conservat integral, este evidentă costaţia proeminentă, ascuţită, apropiată, flexată aproape în unghi drept către marginea laterală. În afară de configuraţia costaţiei, se poate remarca o accentuată convexitate parţială a valvei. Toate aceste



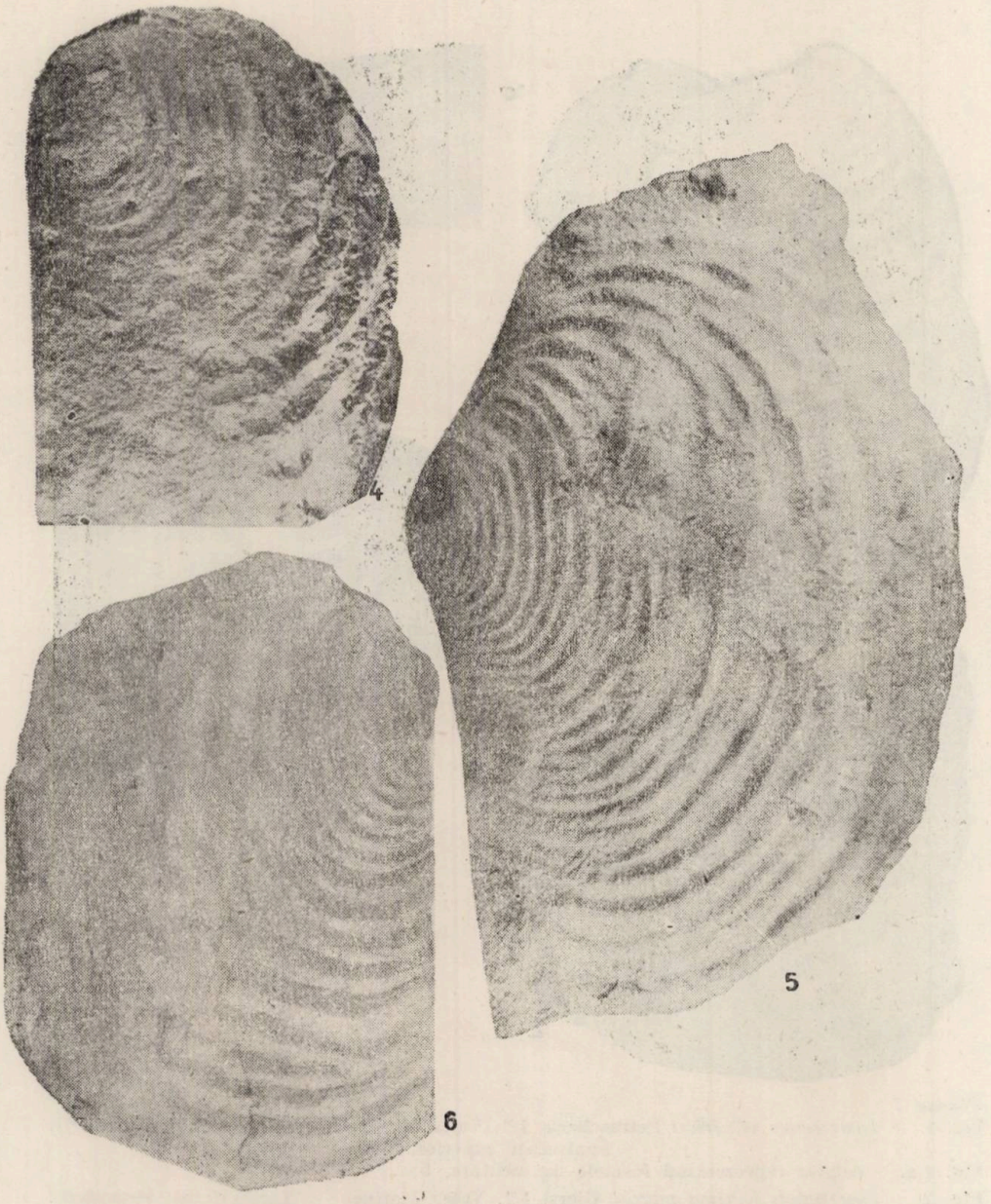
Planșa I

Fig. 1. — *Inoceramus* aff. *felixi* Petrascheck, 1/1. Valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi). Santonian superior.

Fig. 1 a. — detaliu reprezentînd fosetele ligamentare, 5×.

Fig. 2. — *Inoceramus balticus marcki* Giers, 1/1. Valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi). Santonian superior.

Fig. 3. — *Inoceramus (Selenoceramus)* cf. *selenae* Seitz, 1/1, Valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi). Campanian inferior.



Planşa II

Fig. 4. — *Inoceramus balticus balticus* Böhm, 8/1. Valea Zlatinei (Munţii Metaliferi). Campanian inferior.

Fig. 5. — *Inoceramus (Platyceramus)* ex gr. *alaeformis* Zekeli, 8/1. Valea Zlatinei (Munţii Metaliferi). Santonian superior.

Fig. 6. — Un alt exemplar din grupul aceleiaşi specii, aceeaşi provenienţă, 1/1.

Planșa III

Fig. 7. — *Inoceramus (Platyceramus)* cf. *cycloides* Wegner, 8/1, Valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi). Campanian inferior.

Fig. 8. — *Inoceramus* cf. *müllleri gosauensis* Seitz, 1/1, Valea Zlatinei — Vidra (Munții Metaliferi). Campanian inferior.

detalii morfologice ar justifica conferirea la subspecia *gosauensis*, a cărei fondare (O. Seitz, 1961) a fost bazată atît pe studiul exemplarelor de *I. müller*i prezentate de Petrascheck în 1906, exemplare provenind de la Rontograben lîngă Gosau, cît și pe investigarea unui tipoid provenit din forajul de la Schimmerwald (Austria).

Nivel stratigrafic: campanian inferior.

Asociație: *I. (En.) flexibalticus flexibalticus* Seitz.

Inoceramus (Endocostea) flexibalticus flexibalticus Seitz

pl. IV, fig. 9

1967 *Inoceramns (Endocostea) flexibalticus flexibalticus* Seitz, p. 54, pl. I, fig. 5; pl. VIII, fig 1; pl. IV, fig. 2, fig. text 6.
Valva stîngă. L = 22 cm, H = 10,5 cm,

Subspecia este ilustrată prin exemplare de talie mare, specimenul de față reprezentînd un stadiu mediu de dezvoltare. Cochilie groasă, uniform bombată. Marginea posterioară comportă o flexură în lungul valvei. Coaste puternic conturate, cu intervale mai late.

Scizură endocosteană. Ca și în cazul exemplarelor descrise de O. Seitz, coastele mai distanțate față de umbone se flexează în zona posterioară, astfel încît unghiul lor de incidență cu linia de șarnieră are o valoare de 90°.

Nivel stratigrafic: campanian inferior.

Asociația: *Inoceramus (Trochoceramus)* cf. *monticuli* Fugger & Kastner.

Inoceramus (Trochoceramus) cf. **monticuli** Fugger & Kastner.

pl. V, fig. 10

Exemplarul conferit acestei specii deține o parte din zona umbonală, cu o costație fină și foarte strînsă. În spațiile intercostale se remarcă o striație longitudinală, care se estompează la o distanță mai mare față de umbone. Se poate observa de asemenea în unele puncte ale valvei o vagă vălurire a coastelor.

Nivel stratigrafic: campanian superior, în marnele din acoperișul gresiei cu *Baculites vertebralis* Lam.

În faciesul cu inocerami saxon, specia se situează în zona cu „*polyplocus*", adică la partea superioară a campanianului (R. Giers, 1964; O. Seitz, 1970).

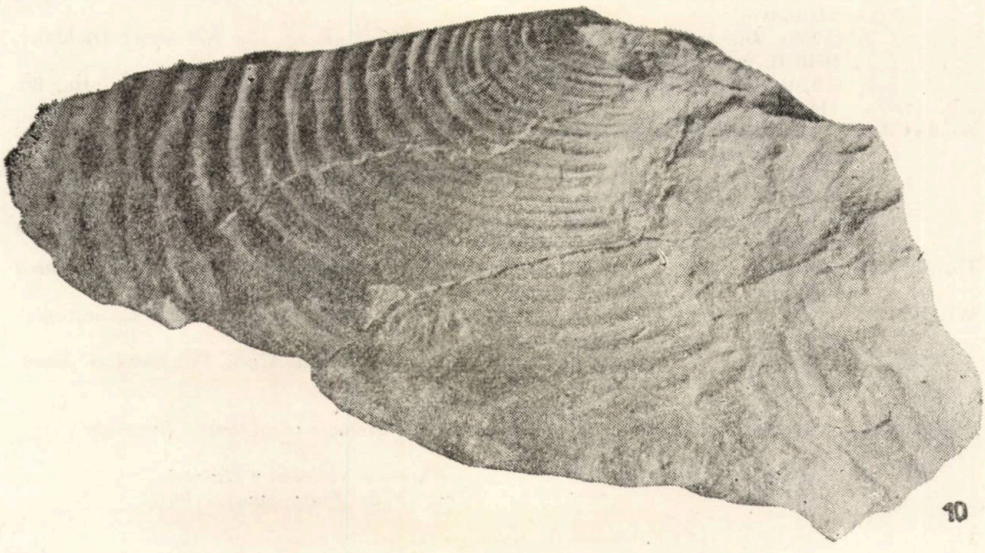
NOUVELLES DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES SUR LE SÉNONIEN DE LA RÉGION DE VIDRA (MONTS MÉTALLIFÈRES)

RÉSUMÉ

A la suite de l'étude de la faune à inocérames de Vidra (Monts Apuseni de S) on arrive à la conclusion que la transgression néocrétacée commence dans cette zone avec le Santonien.

Planşa IV

Fig. 9. — *Inoceramus (Endocostea) flexibalticus flexibalticus* Seitz, 1/1. Valea Zlatinei — Vidra (Munţii Metaliferi), Campanian inferior.



Planşa V

Fig. 10. — *Inoceramus* cf. *monticuli* Fugg. & Kastn., 8/1. Valea Zlatinei — Vidra (Munţii Metaliferi). Campanian superior.

L'Association à inocérames, dont on mentionne les sous-genres *Cordiceramus*, *Selenoceramus*, *Endocostea*, *Trochoceramus*, *Platyceramus*, est cantonnée dans l'intervalle Santonien supérieur — Campanien supérieur.

On relève les affinités de cette association avec la faune à inocérames de la partie septentionale de l'Europe centrale, ainsi qu'avec celle de Madagascar.

BIBLIOGRAFIE

A. A. Atabekian (1974), *Atlas iskopaemoi fauni armianskoi S.S.S.R.*, Inot. Akad. Nauk Armianskoi S. S. R., Erevan.

Blankenhorn M. (1900), *Studien in der Kreideformation im südlichen u. westlichen Siebenbürgen*, Abdruck a. d. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft, Berlin.

Giers R. (1964), *Die Grossfauna der Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland*, Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf., **7**, Krefeld.

Heinz R. (1933), *Inoceramen von Madagascar und Ihre Bedeutung für die Kreide Stratigraphie*, Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft, **85**, *4*, Berlin.

Lupu M., Lupu Denisa (1962), *Notă asupra cretacicului superior din regiunea Vidra — Sohodol (Munții Apuseni)*, D. S. Șed. Com. geol., **XLIII**, București.

Lupu Denisa (1974), *Contribuții la cunoașterea faunei de inocerami senonieni din Depresiunea Roșia (Munții Apuseni de nord)*, D. S. șed. Inst. geol., **LX**, *3*, București.

Marinescu I. (1963), *Couches à Inocérames de la courbure des Carpates septentrionales*, Assoc. géol. Karpato-Balkanique, V Congr., 1961, București.

Petrascheck W. (1906), *Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flisch der Nordalpen*, Jahrbuch d. k. k. geol. R. A., **LVI**, Wien.

Seitz O. (1961), *Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. Die Untergattungen Platyceramus, Cladoceramus und Cordiceramus*, Beiheft. geol., Jahrbuch, **46**, Hannover.

— (1967), *Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland*, Beiheft. geol. Jahrbuch, **75**, Hannover.

— (1970), *Über einige Inoceramen aus der oberen Kreide*, Beiheft. geol. Jahrb., **86**, Hannover.

Sornay J. (1964), *Sur quelques nouvelles espèces d'inocérames du Sénonien de Madagascar*, Annales de Paléontologie, **L**, Paris.

— (1966), *Idées actuelles sur les inocérames d'après divers travaux récents*, Annales de Paléontologie, **LII**, Paris.

— (1969), *Espèces et sous-espèces sénoniennes de la faune d'inocérames de Madagascar*, Annales de Paléontologie, **LV**, Paris.

Todiriță-Mihăilescu Victoria (1966), *Studiul geologic al Bazinului Roșia (M-ții Pădurea Craiului)*, Inst. geol., St. tehn. econ., J, **3**, București.

Wiedmann J. (1962), *Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien)*, Palaeontographica, Abt. A 118, *4—6*, Stuttgart.

Zittel K. A. (1866), *Die Bivalven der Gosaugebilde in nordöstlichen Alpen*, Denkschr. d. Akad. Wiss. nath. natur., **25**, Wien.

Intrat în redacție la 7 iunie 1976

Institutul de geologie și geofizică, București
și
Museum National d'Histoire,
Institut de Paléontologie, Paris

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA BIOSTRATIGRAFIEI SENONIANULUI DIN DEPRESIUNEA SĂLCIUA (MUNȚII APUSENI)

DE

G. PITULEA, DENISA LUPU

În toamna anului 1975, G. Pitulea a pus în evidență un nou zăcămînt fosilifer, situat în bazinul văii Matra, afluent drept al văii Arieșului, la sud-vest de localitatea Sălciua de Sus (fig. 1). Punctele fosilifere s-au găsit *in situ* pe doi afluenți de dreapta ai văii Matra, în cursul său mijlociu, între pîraiele Berții și Bradului. În alte două pîraie s-au găsit numai fragmente de roci fosilifere. Deoarece aceste pîraie nu au denumiri, le-am notat cu cifre romane (de la I la IV) începînd de la nord spre sud (fig. 2). Distanța dintre primul și ultimul pîrîu în care s-au găsit fosile este de circa 600 m, evidențiindu-se astfel un nivel fosilifer cu dezvoltare continuă.

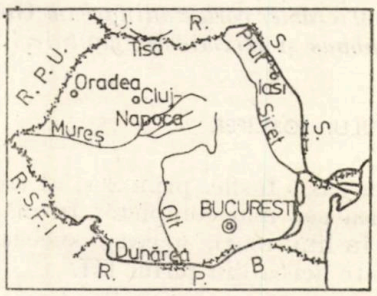


Fig. 1. — Localizarea zăcămîntului fosilifer pe harta R. S.R.

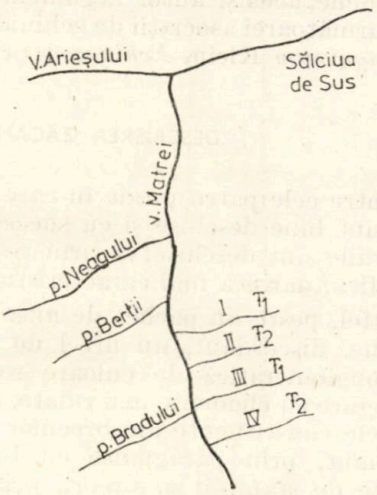


Fig. 2. — Schiță cu amplasarea punctelor fosilifere din bazinul văii Matra: *1, in situ*; *2*, fragmente.

Elementele de faună identificate se localizează într-o formațiune predominant grezoasă de tip Gosau, repauzînd direct pe fundamentul cristalin, reprezentat aici de mezometamorfitele seriei de Baia de Arieș.

Asociația faunistică este constituită din gasteropode (*Nerineidae* și *Actaeonellidae*) și celenterate (hexacoralieri).

În Depresiunea Sălciua sînt cunoscute mai multe puncte fosilifere, dar este pentru prima dată cînd se descrie un zăcămînt fosilifer în valea Matrei. Astfel, von Teleg d (1901) citează, la sud de valea Matrei, *Glauconia (Omphalia) Kefersteini* Munst.

M. Ilie (1936) citează, la nord de valea Matrei, *Actaeonella gigantea* d'Orb., *A. lamarki* Zek., într-un nivel de gresii asemănătoare celor din valea Matrei, ajungînd la concluzia că transgresiunea cretacicului superior începe în turonianul superior și se continuă în senonianul inferior.

Denisa Lupu și M. Lupu (1960) citează în Depresiunea Sălciua și în bazinul superior al văii Arieșului, în succesiuni stratigrafice asemănătoare cu cele din valea Matrei, asociații de rudiști, care atestă vîrsta santonian superioară-campanian inferioară.

Într-un orizont de gresii muscovitice, cenușiu-gălbui, uneori cu intercalații de microconglomerate, S. Marele a găsit, la nord de Sălciua de Sus, în 1971, numeroase forme de gasteropode (*Trochoacteon giganteum* Sow., *T. salomoni* Er., *Actaeonella* cf. *renauxiana* d'Orb., *Nerinea cochleaeformis* Conrad. var. *subgigantea* Blum., *N. geinttzi* Goldf., *Turilites* cf. *tridens* Schlut. Pe baza acestei asociații faunistice, autorul susține existența turonianului superior în Depresiunea Sălciua. Acest orizont este de asemenea paralelizabil cu orizontul fosilifer din valea Matrei.

În fine, în valea Sălciuței, într-un nivel de aleurolite, avînd în bază un orizont de conglomerate roșii, care repauzează direct peste formațiuni cristalofiliene, același autor argumentează prezența turonianului superior pe baza următoarei asociații de echinide : *Micraster cortestudinarium* Goldf., *M. coranguinum* Klein, *Echinocorys* cf. *gibbus* și *Heimiaster gautnieri* Per.

DESCRIEREA ZĂCĂMÎNTULUI FOSILIFER

Dintre cele patru pîraie în care s-au găsit fosile, primul și al treilea (fig. 2) sînt bine deschise și cu succesiunea cea mai completă. În măsura în care văile sînt deschise, se urmărește, în linii mari, aceeași succesiune stratigrafică, dar cea mai caracteristică este aceea din pîrîul III.

Astfel, peste un pachet de micașisturi cu biotit, staurolit și granați, se dispune, discordant, un nivel de cinci metri grosime, format dintr-o brecie conglomeratică de culoare roșcat-violacee, care trece treptat la conglomerate cu elemente mai rulate, dar de culoare cenușie (6 m grosime). Elementele constituente ale breciilor și conglomeratelor sînt reprezentate, predominant, prin paragnaise cu biotit, staurolit și granați, cuarțite, fragmente de staurolit și, rareori, prin fragmente de gresii. Dimensiunile acestora variază de la 5 la 25 cm, uneori depășind chiar 0,5 m. Culoarea roșcat-violacee a cimentului nivelului bazal pare că se datorește alterării staurolitului, granaților și biotitului, minerale bogate în fier, supoziție bazată pe observația că, totdeauna, acolo unde aceste brecii conglomeratice repauzează pe micașisturi sau paragnaise muscovitice, culoarea lor este cenușie.

Un nivel de gresii cenușii, fine, cu muscovit (1 m grosime), care urmează în continuitate de sedimentare, suportă un banc de conglomerate de 0,5 m grosime, cu ciment silicios, avînd elementele constituente (predominant cuarț alb și cuarțite negre) mai mici și mai rulate.

Deasupra lor, un alt nivel de gresii cenușii cu muscovit și cu granulația mai grosieră (7 m grosime) suportă primul nivel fosilifer, constituit din adevărate lumașele cu *Nerineidae* (1,5 m grosime). Roca este un micrit

arenaceu recristalizat, fiind constituită predominant din calcit pelitomorf și microgranular, apoi din cuarț, muscovit, biotit, clorit, granat și din foarte rare fragmente litice (șisturi cuarțitice). Conținutul biologic depășește 30—35%, fiind alcătuit din macrofosile întregi sau fragmente și din foraminifere recristalizate.

Direct peste nivelul cu *Nireneidae* repauzează o colonie de corali avînd 1,2 m grosime. Roca este un biomicrosparit arenitic, constituit din calcit recristalizat și pelitomorf (predominant), din cuarț, plagioclaz, muscovit, biotit și granat. Conținutul biologic, format din corali și alge coralinacee, depășește 35% (pl. IV).

Deasupra formațiunii coraligene se dispune un nivel (10 m grosime) de gresii cenușii, grosiere, cu ciment micaceu și cu hidroxizi de fier, în alcătuirea cărora intră cuarț și fragmente litice. Acestea trec la o alternanță de gresii carbonatice și șisturi argilitice (1 m grosime), care suportă un alt nivel fosilifer cu *Nerineidae* (0,5 m grosime). Roca este o gresie grosieră cu ciment carbonatic (calcit microgranular) în care apar fragmente litice (cuarțite, agregate cuarțo-feldspatice, șisturi cuarțitice), granule minerale (sericit, muscovit, clorit, biotit și granat). Conținutul biologic (fragmente de macrofosile și noduli algali recristalizați) depășește 20%.

Din nou, peste nivelul cu nerineide se dispune un alt nivel de biomicrosparite coraligene și alge coralinacee (0,4 m grosime). Urmează o alternanță de șisturi argilitice și gresii silicioase, compacte, dure, negricioase (1,5 m grosime), care suportă un alt nivel fosilifer cu nerineide și acteonelide, de 0,5 m grosime. Roca este un biosparit arenitic, alcătuit din calcit granular recristalizat (predominant), din foarte rare fragmente litice (șisturi cuarțitice) din cuarț detritic, sericit, muscovit, biotit, granat și plagioclaz. Conținutul biologic, care depășește 35%, este constituit din fragmente de macrofosile diagenizate, din fragmente de alge coralinacee și foraminifere epigenizate cu pirită.

După o intercalație de șisturi argilitice, cenușiu-verzui (1,2 m grosime), urmează ultimul nivel fosilifer (1,8 m grosime), reprezentat prin gresii muscovitice, compacte, cenușii, cu acteonelide (predominant) și nerineide.

Dintre celelalte trei pîrîaie (I, II, IV), succesiunea din pîrîul I seamănă aproape pînă la identitate cu cea din pîrîul III, cu deosebirea că partea superioară a orizontului fosilifer lipsește, se pare, datorită unor cauze tectonice, care aduc în poziție anormală o succesiunea de gresii silicioase, compacte, cu șisturi, marno-gresii și argilite, avînd aspecte tipice de fliș.

Din urmărirea coloanei stratigrafice descrise în pîrîul III, se pot separa două orizonturi distincte :

a) un orizont format din conglomerate și gresii conglomeratice, roșcat-violacee, în bază, și cenușii, la partea superioară (11—12 m grosime) ;

b) un orizont predominant grezos, fosilifer, cu intercalații de calcare grezoase, de circa 25—30 m grosime.

Succesiunea menționată este caracteristică bazei cretacicului superior din bazinul văii Arieșului și a fost descrisă de majoritatea antecercetătorilor, iar pe baza unor asociații faunistice, puse în evidență în alte zone, a fost caracterizată fie ca formațiune de Gosau, fie ca formațiune în facies

de tip Gosau (M. Ilie, 1931, 1935, 1936; M. Bleahu, M. Dimian, 1963; Denisa Lupu, M. Lupu, 1960; M. Lupu, 1972; R. Puricel, O. Georgescu, 1971 R; S. Marele, 1972) etc.

Semnalăm totodată asemănarea biostratigrafică din zona văii Matrei şi numeroase zone din Bazinul Borod, unde Maria Şuraru (1972) citează asociaţii faunistice asemănătoare (gasteropode, hippuritide şi coralieri), arătînd că vîrsta celor patru orizonturi ale senonianului, separate aici, este santonian-campaniană.

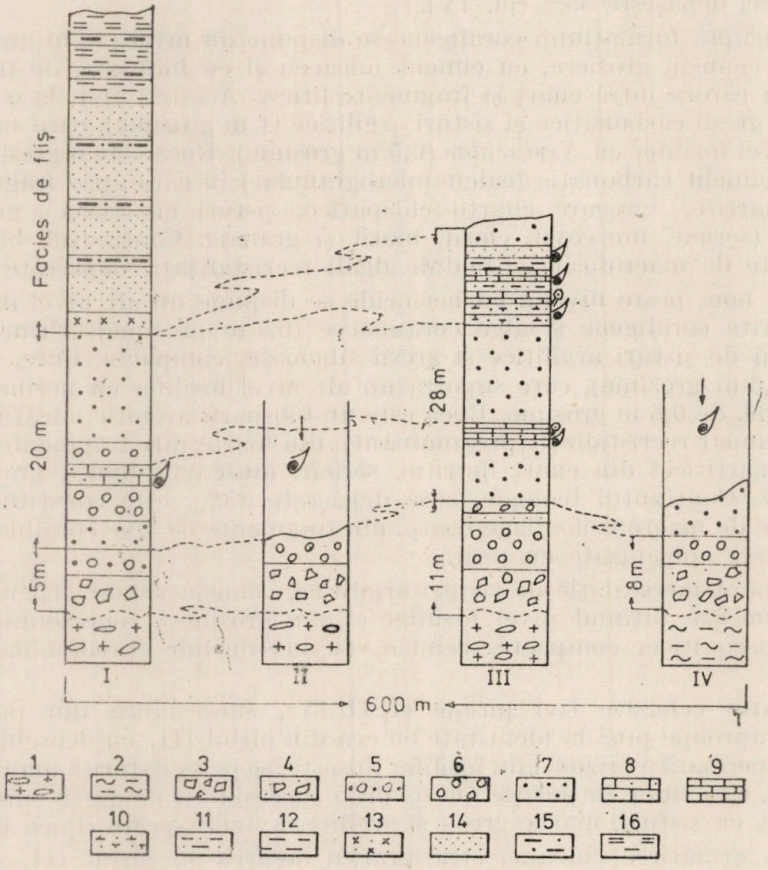


Fig. 3. — Coloane stratigrafice în zona zăcămîntului fosilifer din bazinul văii Matra.

1, Micaşisturi cu staurolit, biotit şi granat; *2*, micaşisturi muscovitice; *3*, brecie conglomeratică, roşcat-violacee; *4*, brecie conglomeratică, cenuşie; *5*, gresie microconglomeratică violacee; *6*, conglomerate polimictice cenuşii; *7*, gresii muscovitice grosiere; *8*, micrit arenaceu (calcar grezos, recristalizat); 9, biomicrosparit arenitic (calcar fin granular); *10*, gresii carbonatice grosiere; *11*, alternanţă de gresii carbonatice cu şisturi argilitice; *12*, şisturi argilitice; *13*, gresii muscovitice, şistoase, violacee; *14*, gresii muscovito-cuarţitice; *15*, gresii muscovitice cu ciment carbonatic; *16*, alternanţă de şisturi argilitice cu gresii cuarţo-muscovitice cu stratificaţie în bancuri decimetrice.

ÎNCADRAREA CRONOSTRATIGRAFICĂ

Deoarece asociația faunistică determinată în bazinul văii Matrei, alcătuită din nerineide ((*Nerinea (Simploptyxis)buchi* Keferstein, *Nerinea Nerinea* aff. *parva* Lupu, *Nerinea (Simploptyxis)ampla* Münster, *Nerinea (Nerinea)* sp., *Nerinea (Neoptyxis) incavata* Brom., *Nerinea (Simploptyxis) nobilis* Münster, *Nerinea (Simploptyxis) pailleteana* d'Orb.)), *Actaeonellidae* ((*Trochactaeon (Neocylindrites)* aff. *gradatus* Kollmann, *Trochactaeon* ((*Trochactaeon)* sp. ex gr. *conicus*-Münster)), coralieri *(Cladoscora* sp. și *Trochosmilia* aff. *humilis* Fromental)[1], precum și din microfaună foarte săracă (mulaje de foraminifere carenate atribuite genului *Globotruncana* ex gr. *schegausi* Sigal și *G.* ex gr. *sigali* Reichel), nu permit o încadrare cronostratigrafică strictă, am conchis asupra vîrstei succesiunii din bazinul văii Matrei prin paralelizare cu secvențe asemănătoare din alte zone ale bazinului Arieșului, datate cert pe baza unor asociații de rudiști.

Astfel, la Vidra, în valea Zlatinei, se remarcă faptul că între orizontul bazal brecios și gresiile cu acteonelide, se intercalează un orizont de gresii fine, aleurolitice, cărbunoase, din care au fost recoltate *Lunatia geinitzi* Holzapf, *Paraglauconia* aff. *kefersteini* Goldf. Orizontul de gresii fosilifere abundă în specii și subspecii de *Actaeonella (Trochactaeon) gigantea* Lam., *A. (Trochactaeon) lamarcki* Zekeli, *A. (Trochactaeon) conica* Zekeli, *A. (Trochactaeon) goldfusi* d'Orb., *Exogyra* sp., *Arca* sp., *Neithea quinquecostata* d'Orb., *Limopsis calva* Holzapf. Acest orizont este ingresiv și se dispune direct peste fundamentul cristalin. El conține lentile de calcare cu rudiști : *Vaccinites gosaviensis* Douv., *V. oppeli* Douv., care atestă vîrsta santonian-campanian inferior (Denisa Lupu, M. Lupu, 1960).

În valea Lupșei, brecile conglomeratice ale părții bazale au o grosime de circa 10 m și suportă microconglomerate cuarțoase și calcare cenușii, pe alocuri roșietice. În partea centrală a calcarelor apar numeroase fragmente de *Vaccinites gosaviensis* Douv. și *V. sulcatus* Defrance.

La Bistra, un orizont de brecii conglomeratice (2 m grosime) suportă calcare alb-roșietice cu *Vaccinites oppeli* Douv., *V. inequicostatus* Münster, *V. braciensis* Sledič, *V.* aff. *arenensis* Kühn, care, de asemenea, indică vîrsta santonian-campanian inferior.

Calcarele cu rudiști apar, de asemenea, în sectorul Brăzești, unde s-au recoltat speciile : *Vaccinites sulcatus* Defrance, *V. gosaviensis* Douv., *V. cornuvaccinum gaudryi* Münier-Chalmas, *Plagioptychus paradoxus* Matheron, asociație care atestă prezența santonianului superior-campanianului inferior.

În fine, la Ocolișel, succesiunea este alcătuită dintr-o brecie cu elemente de șisturi cristaline și de calcare cristaline peste care se dispune un orizont de calcare spatice, alb-rozii. Din acest orizont s-au prelevat speciile : *Vaccinites gosaviensis* Douv., *V. sulcatus* Defr., *V. praesulcatus* Douv., *V. cornuvaccinum gaudryi* Mün.-Chalm.

Acest prim nivel de calcare, de vîrstă santoniană, suportă un orizont grezos cenușiu-cărămiziu, care a furnizat specia *Echinocorys vulgaris*

---

[1] Specimenele de coralieri au fost determinate de dr. Maria Șuraru de la Universitatea „Babeș-Bolyai" din Cluj-Napoca.

Breynius. Urmează un al doilea nivel de calcare din care s-au recoltat speciile : *Vaccinites oppeli* Douv., *Hippurites heberti* Mün.-Chalm., *V. inaequicostatus* Münst., *V. cornuvaccinum* Bronn., *V. archiaci* Mün.-Chalm., care indică prezența campanianului inferior (M. L u p u, 1972 ; D e n i s a L u p u, 1976). Se remarcă faptul că profilul din valea Ocolișel este singurul care a permis identificarea a două nivele cu rudiști strict delimitate prin asociații specifice.

Din paralelizările făcute s-a constatat că orizontul grezos cu acteonelide și nerineide poate trece lateral la gresii cu lentile de calcare, bogate în hippuriți, care permit o încadrare cronologică certă, precum și faptul că este posibil ca cele două nivele de calcare grezoase din succesiunea de pe valea Matrei să reprezinte un facies lateral, sincron, al nivelelor de calcare, probabil recifale, de la Ocolișel.

În consecință, considerăm că vîrsta succesiunii descrise în valea Matrei este santonian-campanian inferioară.

DESCRIEREA FAUNEI DE GASTEROPODE

Grupul *ENTOMOTAENIATA* Cossmann

Familia **NERINEIDAE**

Genul **Nerinea** Deshayes, 1827

Subgenul *Nerinea*

Nerinea (Nerinea) sp.

pl. I, fig. 4

Specimen de talie foarte mică (aproximativ 2 cm lungime), de formă conică, încastrat în rocă, încît nu se pot observa decît detaliile în secțiune : pliul parietal strîns, adînc, pliul columelar slab conturat, rotunjit, pliul labial larg concav. Ture de spiră destul de largi.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus, santonian.

Nerinea (Nerinea) aff. **parva** Lupu

pl. I, fig. 2

Ca și la specimenul precedent, posibilitatea de investigare se referă numai la detaliile interne.

Față de specia cenomaniană *N.(N.) parva*, se remarcă afinități privind configurația generală a lumenelor și înălțimea turelor de spiră. Diferențele constau într-o mai acuzată adîncime a pliurilor parietal și columelar a specimenului din senonian, precum și în valoarea înclinării bazei lumenelor, mai mică la același specimen.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Nerinea (Simploptyxis) nobilis (Münster)

pl. II, fig. 1

1844 *Nerinea nobilis* Münster in Goldfuss,p. 43, pl. 176, fig. 9; 1850 d'Orbigny, p. 219; 1852 Zekeli, p. 33, pl. 4, fig. 1–2; 1852 *N. turritelaris* Zekel, p. 35, pl. 4, fig. 6; 1853 Reuss, p. 191; 1865 *N. nobilis* Stoliczka, p. 126; 1890 Blankenhorn, p. 105; 1896 *Ptygmatis nobilis* Cossmann, p. 34; 1925 *N. (N.) nobilis* Dietrich, p. 127; 1958 *N. (Simploptyxis) nobilis* Tiedt p. 489, pl. I, fig. 1; 1965 Marincaş, p. 68, pl. I, fig. 1; 1973 Dragoş, p. 71, pl. I, fig. 1–4.

Nerinea (Simploptyxis) nobilis este una din cele mai frecvente specii de gasteropode din depozitele senoniene de tip Gosau. În România a mai fost semnalată la Pianu — Sebeş (partea de sud a Munţilor Apuseni şi în nordul Munţilor Apuseni, la Remeţi — Pădurea Craiului, în Vlădeasa (Pietrele Albe, Dealul Păltinişului).

În afara detaliilor interne întru totul concludente pentru o determinare specifică, poate fi observată în mod parţial şi partea externă a cochiliei, cu ture de spiră lise, uşor convexe.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Nerinea (Neoptyxis) incavata Bronn=**N. cincta** Münster

pl. I, fig. 5,6

1836 *N. incavata* Stoliczka (in Stur), p. 50; 1852 Zekeli, p. 35, pl. 5, fig. 3a–b; 1953 *Plesioplocus karabakhensis* Pcelinţev, p. 113, pl. 12, fig. 12–14; 1954 *N. incavata* Gheorghiu, pl. 3, fig. 2, 3; 1958 *Nerinea (ptygmatis) incavata* Tiedt, p. 506, fig. 12 (cum sinonimia); 1966 *Nerinea (neoptyxis) incavata* Lupu, p. 117, pl. I, fig. 1*a*, 1*b*; 1965 *N. (Ptygmatis) incavata* Marincaş, p. 71, pl. I, fig. 2; 1973 Dragoş, p. 73, p. 13, fig. 1, 2.

Conform ocurenţelor cunoscute, specia *Nerinea incavata* are o repartiţie pe verticală de la cenomanian la senonian.

Din punctul de vedere al structurii interne, specia este uşor de recunoscut, datorită adîncimii pliurilor, cu excepţia celui columelar.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Nerinea (Simploptyxis) pailleteana d'Orbigny

pl. II, fig. 4

1842 *Nerinea pailleteana* d'Orbigny, p. 88, pl. 161, fig. 1–3; *N. buchi* Zekeli, p. 34, pl. 4, fig. 5; 1952 *N. turbinata* Zekeli, p. 37, pl. V, fig. 4*a–c*; 1853 *N. pailleteana* Reuss, p. 893; 1895 Stoliczka, p. 132; 1958 *N. (Simploptyxis) pailleteana* Tiedt, p. 496, fig. text 5; 1965 Marincaş, p. 70, pl. 2, fig. 6; 1966 *N. (S.) bicincta*, Todiriţă-Mihăilescu, pl. 31, fig. 1–2; 1973 Dragoş, p. 73, pl. II, fig. 3–6.

Din punctul de vedere al configuraţiei interne, specia este asemănătoare cu *N. nobilis*, de care se deosebeşte prin ornamentaţie. Se citează exclusiv din depozite de vîrstă senoniană din Franţa din Alpii Orientali,

Caucaz, iar din România de la Săsciori — Sebeș, Roșia — Pădurea Craiului și Dealul Pălținișului, Pietrele Albe (Vlădeasa).

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Nerinea (Simplotyxis) buchi (Keferstein)

pl. I, fig. 1

1852 *Nerinea buchi* Zekeli, p. 34, pl. 4, fig. 3—4; 1853 *N. plicata* Zekeli, p. 37, pl. 5 fig. 2; 1858 *N. (Simplotyxis) buchi* Tiedt, p. 492, pl. I, fig. 3, pl. III (cum sinonimia); 1965 Marincaș, p. 69, pl. I, fig. 3 *a—b*; 1966 Todiriță-Mihăilescu, p. 75, pl. 29, fig. 1 *a*, 1*b*, pl. 30, fig. 1 a, 1 b; 1973 Dragoș, p. 71, pl. I, fig. 5, 6.

Detaliile de ordin intern, singurele care permit identificarea specifică în acest caz, sînt următoarele : pliuri în general adînci, angulare, lumene înclinate, cu baze care se îngustează spre columelă.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Nerinea (Simploptyxis)ampla Münster

pl. I, fig. 3

1844 *Nerinea ampla* Münster in Goldfuss, p. 43, pl. 176, fig. 10; 1850 d'Orbigny p. 219; 1865 Stoliczka, p. 129; 1925 *Ptygmatis anmla* Dietrich, p. 133; 1858 *Nerinea (Simploptyxia) ampla* Tiedt, p. 491, pl. I, fig. 2; 1973 Dragoș, p. 73, pl. 2, fig. 1, 2, pl. 3, fig. 3—4.

Din punctul de vedere al structurii interne, specia *N.(S.) ampla* se caracterizează prin pliuri parietale largi, fără adîncime, pliuri columelare de amplitudini egale și pliuri labiale principale acuzate. În România a fost citată la Pietrele Albe — Dealul Pălținișului (Vlădeasa).

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Familia **ACTAEONELLIDAE**

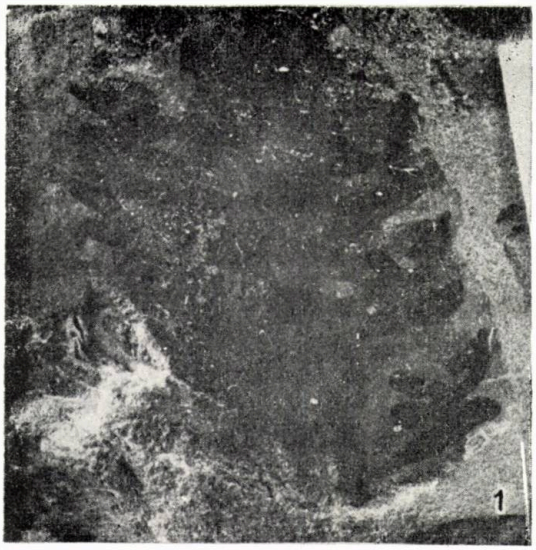
Genul **Trochactaeon** Meek, 1863

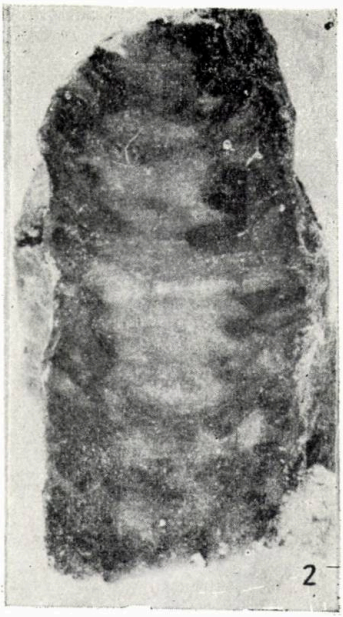
Subgenul **Neocylindrites** Sayn, 1932

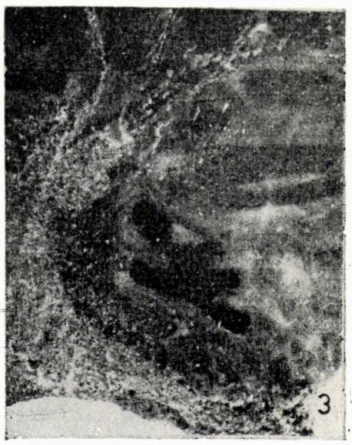
Trochactaeon (Neocylindrites) aff. gradatus Kollmann

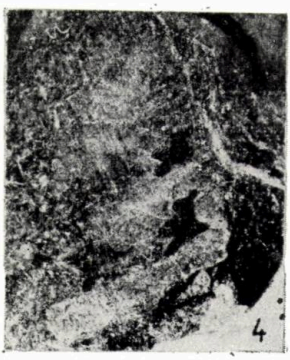
pl. II, fig. 2

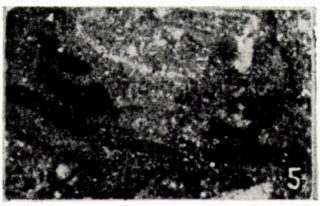
Forma cilindrică a cochiliei, înălțimea turelor de spiră în secțiune, valoarea unghiului apical (62°), ca și valoarea unghiului format de axul cochiliei cu direcția lambrumului (35°) constituie repere morfologice care apropie specimenul respectiv de specia nominată. Se diferențiază de aceasta printr-o mai mare înclinare a lumenelor, cochilie mai largă și o gradație mai puțin pronunțată a turelor de spiră. Pe ultimul lumen se remarcă trei pliuri columelare.

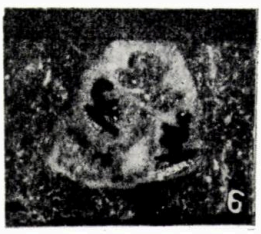












Planşa I

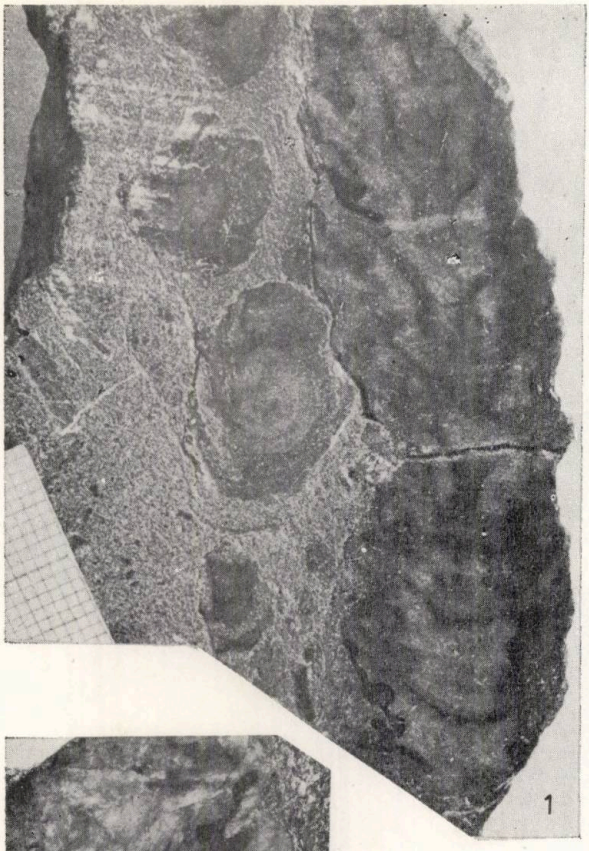
Fig. 1. — *Nerinea (Simplotyxis) buchi* (Keferstein), 2 ×, santonian, v. valea Matrei — Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi).

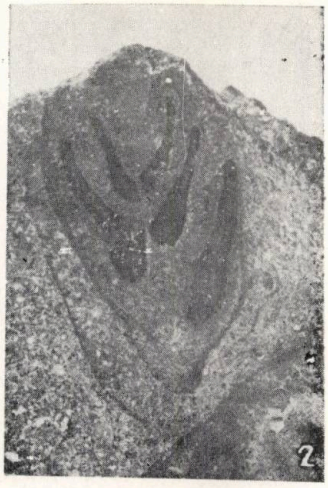
Fig. 2. — *Nerinea (Nerinea)* aff. *parva* Lupu, 2×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi).

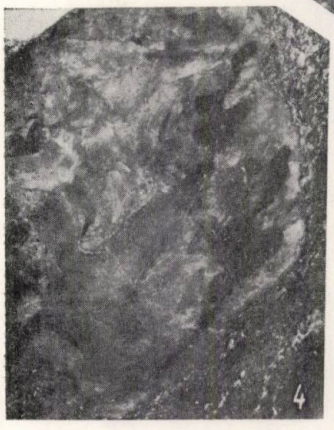
Fig. 3. — *Nerinea (Simplotyxis) ampla* Münster, 2 ×, santonian valea Matrei — Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi).

Fig. 4. — *Nerinea (Nerinea)* sp., 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi).

Fig. 5, 6. — *Nerinea (Neoplyxis) incavata* Bronn, 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi)







Planșa II

Fig. 1. — *Nerinea (Simplotyxis) nobilis* (Münster), 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munții Metaliferi).

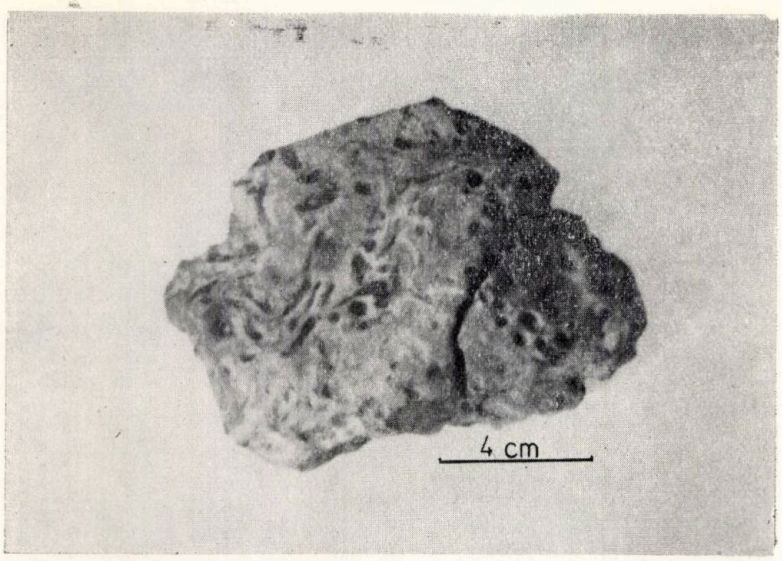
Fig. 2. — *Trochactaeon (Neocylindrites)* aff. *gradatus* Kollmann, 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munții Metaliferi).

Fig. 3. — *Trochactaeon (Trochactaeon)* sp. ex gr. *conicus* (Münster), 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munții Metaliferi).

Fig. 4. — *Nerinea (Simplotyxis) paillleteana* d'Orbigny, 2 ×, santonian, valea Matrei — Sălciua de Sus (Munții Metaliferi).

Planșa III

Gresie calcareasă lumașelică cu gasteropode, santonian, valea Matrei – Sălciua de Sus (Munții Metaliferi).



Planşa IV

Biomicrosparit arenaceu cu fragmente din colonia dendroidă de *Cladoscoræ* sp. şi *Trovchosmilia* aff. *humilis* Fromental. Zăcămînt : valea Matrei – Sălciua de Sus (Munţii Metaliferi).

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

Trochactaeon (Trochactaeon) sp. ex gr. **conicus** (Münster)

pl. II, fig. 3

Exemplarul constituie un stadiu juvenil. Este de remarcat că faldurile columelare sînt neclar conturate, iar lumenele foarte apropiate. Unghiul apical este mai puțin ascuțit decît la *T.(T.) conicus*, dar forma generală a cochiliei plasează acest specimen în grupul specific amintit.

Zăcămînt : valea Matrei — Sălciua de Sus.

CONCLUZII

Zăcămîntul fosilifer din valea Matrei — Sălciua de Sus reprezintă o alternanță de biocenoze, cărora le corespund secvențele calcaroase conținînd asociații de corali, cu tanatocenoze, ilustrate prin secvențe de gresii și calcare grezoase care includ fauna de gasteropode.

Procesul ciclic care a generat respectivul zăcămînt decurge din acțiunea unor puternici curenți de țărm, care au vehiculat detritusul (în componența căruia intrau numeroase exemplare de gasteropode), depunîndu-l într-un habitat în care abundau coralii. Efectul s-a tradus prin asfixierea coloniilor de corali, a căror fosilizare s-a produs *in situ*.

Acest fenomen, frecvent în domeniul litoral, poate avea loc și în cazul habitatelor care conțin preponderent asociații de rudiști, organisme de asemenea fixate. O. K ü h n (1967) relevă prezența acestui tip de zăcăminte fosilifere în formațiunile cretacic superioare din Alpii Orientali. Zăcăminte similare au fost citate în depozitele senoniene în facies litoral din Munții Apuseni de nord (D e n i s a L u p u, 1976).

Exemplarele de gasteropode apar rulate și fragmentate datorită transportului. Specimenele prelevate la Sălciua de Sus își găsesc corespondenți în depozitele formațiunii de Gosau, dar sînt cunoscute și în depozite de vîrsta cenomaniană și turoniană.

În cazul de față, vîrsta asociației de gasteropode este santonian-campanian inferioară, formațiunea purtătoare de gasteropode și corali constituind un facies lateral al calcarelor cu rudiști, care indică acest interval stratigrafic.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA BIOSTRATIGRAPHIE DU SÉNONIEN DE LA DÉPRESSION DE SĂLCIUA (MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

Le gisement fossilifère de Valea Matrei — Sălciua de Sus représente des biocénoses, auxquelles correspondent des séquences calcaires comportant des associations de coraux, en alternance avec des tanatocénoses

illustrées par des séquences de grès et de calcaires gréseux contenant la faune à gastropodes.

Le processus cyclique qui a engendré le gisement fossilifère est le résultat de l'action de certains courants littoraux très puissants qui ont véhiculé le détritus (comportant d'innombrables exemplaires de gastropodes) le déposant dans un habitat où abondent les coraux. L'effet a été l'asfixiation des colonies de coraux dont la fossilisation a eu lieu *in situ*.

Ce phénomène fréquent dans la zone littorale a pu survenir aussi dans le cas des habitats où prédominent les associations à rudistes, organismes eux aussi fixés. O. Kühn (1967) révèle la présence de ce type de gisement fossilifère dans les formations du Crétacé supérieur des Alpes Orientales. Des gisements similaires sont cités dans les dépôts sénoniens sous faciès littoral localisés dans la partie septentrionale des Monts Apuseni (Denisa Lupu, 1976).

Les exemplaires de gastropodes sont roulés et fragmentés à cause du transport. Les spécimens prélevés de Sălciua ont des correspondants dans les dépôts de la formation de Gosau autant que dans les dépôts d'âge cénomanien et turonien.

Dans le cas présent l'âge de l'association de gastropodes est santonien-campanien inférieur, la formation qui abrite des gastropodes et des coraux constituant un faciès latéral des calcaires à rudistes qui indiquent cet intervalle stratigraphique.

BIBLIOGRAFIE

Bleahu M., Dimian M. (1963), *Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munții Metaliferi (Munții Apuseni)*, Asoc. carp.-balc., București.

Dragoș I. (1973), *Nerineele din regiunea Vlădeasa (Apusenii de nord)*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", **1**, Cluj.

Dietrich W. O. (1925), *Fossilium Catalogus*, Berlin.

Felix J. (1908), *Die Kreideschichten bei Gosau*, Palaeontographica, **54**, *251* bis, *343*, Taf. 25—26, Stuttgart.

Gheorghiu C. (1954), *Studiul geologic al văii Mureșului*, An. Com. geol., **XXVII**, București.

Goldfuss C. (1834—1840), *Petrefacta Germaniae*, Düsseldorf.

Ilie M. (1931), *Ridicări geologice în Munții Trascăului*, D. S. Inst. geol. Rom., **XVIII**, București.

— (1935), *Observation microscopiques sur le Mésozoïque de Monts du Trascău et du bassin de l'Arieș*, C. R. Inst. Géol., Roum., București.

— (1936), *Recherches géologiques dans les monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș*, An. Inst. Géol. Roum., **XVII**, București.

Kollmann H. (1965), *Actaeonellen aus der ostalpinen Oberkreide*, Ann. Naturhistor. Mus., **68**, Wien.

— (1967), *Die Gattung Trochactaeon in der ostalpinen Oberkreide. Zur Phylogenie der Actaeonellidae*, Ann. Naturhistor. Mus., **71**, Wien.

Kühn O. (1967), *Rudistenhorizonte in den Alpen*, Sonderabdruck a. d. Anzeiger d. Math. Naturw. Klasse d. Österr. Akad. Wiss., **11**, Wien.

Lupu Denisa, Lupu M. (1960), *Contribuții la cunoașterea faunei cu rudiști din Senonianul Munților Apuseni*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **V**, *4*, București.

Lupu Denisa (1966), *Étude de la faune de gastéropodes cénomaniens de Gherghеș*, Rev. roum. Géol., Géphys., Géogr., Série de Géologie, **10**, *1*, București.

— (1976), *Contributions à l'étude des rudistes sénoniens des Monts Apuseni*, Mém. de l'Inst. de Géologie et Géophysique, **XXIV**, București.

Lupu M. (1972), *Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din Munții Trascău*, rezumatul tezei de doctorat, centrul de multiplicare al Universității București.

Marele St. (1972), *Date noi pentru geologia și paleogeografia Munților Apuseni. Turonianul de la Sălciua și senonianul de la Bistra (Țara Moților)*, D. S. Inst. geol., **LVIII**, București.

MARINCAȘ VALERIA (1966), *Revizuirea acteonelelor din regiunea Sebeș*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai", **I**, Cluj.

POKORNY G. (1959), *Die Actaeonellen der Gosauformation*, Sitzungsb., **168**, *10*.

REUSS A. E., (1853), *Kritische Bemerkungen über die von Herrn Zekeli beschriebenen Gasteropoden der Gosaugebilde in den Ostalpen*, S. B. Akad. Wiss., math.-nat. Kl, **I**, **11**, 882—924, 1 Taf., Wien.

STOLICZKA F. (1860), *Über eine Kreideformation angehörige Süßwasserbildung in den nordöstlichen Alpen*, Viena.

STOLICZKA F., STUR D. (1865), *Revision der Gasteropoden der Gosauschichten*, S. B. Akad. Wiss., math.-nat., Kl. I, **52**, 104—223, 1 Taf., Wien.

ȘURARU MARIA (1972), *Studiul coralierilor senonieni din bazinul Borod*, rezumatul tezei de doctorat, Centrul de multiplicare al Universității București.

TELEGD R. L. v. (1901), *Die Aranyos Gebirge des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Nagy-Oklos, Belavar, Lunka und Also-Szolcsya*, Jahresb. k. ung. geol. Anst., f. 1899, Budapest.

TIEDT L. (1958), *Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten*, Sitz., Abt., **167**, *9*.

TODIRIȚĂ-MIHĂILESCU (1966), *Studiul geologic al bazinului Roșia (Munții Pădurea Craiului)*, St. tehn. econ., J, *3*, București.

WENZ W., (1938), *Gasteropoda*, Handb. d. Paläozoologie, Berlin.

ZEKELI F. (1852), *Die Gasteropoden der Gosaugebilde*, Abh. k. k. geol. R. A., **1**, Abt. 2, *2*, 124 S, 24 Taf. Wien.

Primit în redacție la 10 ianuarie 1977

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide
și
Institutul de geologie și geofizică

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEOGENULUI DIN REGIUNEA BREBU—PODU CHEII—PIETRICEAUA (CARPAȚII ORIENTALI, LA EST DE VALEA DOFTANEI)

DE

NIȚA TĂTĂRÂM

În cercetările de teren întreprinse în vara anului 1976 am urmărit formațiunile paleogene care apar pe marginea nordică a sinclinalului Slănic, în regiunea Brebu — Podu Cheii — Pietriceaua (în estul văii Doftanei), pentru a colecta probe din nivelele fosilifere în vederea studiului asociațiilor de foraminifere mari în lumina datelor noi.

Formațiuni paleogene cu un conținut bogat în macroforaminifere etc., pe baza cărora au fost atribuite vîrstele geologice, au fost semnalate în zonele învecinate și în regiunea cercetată de noi de către L. Mrazec (1906, Șotrile, Măneciu), Gh. Botez (1909, Șotrile), O. Protescu (1918, 1922, Șotrile — Brebu — Breaza), M. G. Filipescu (1930, 1933, 1934, marginea nordică a sinclinalului Slănic între valea Teleajenului și valea Doftanei) și, recent, de către noi (Nița Tătărâm, 1971, NV Bertea).

Observațiile de teren coroborate cu rezultatele studiului asociațiilor de macroforaminifere întîlnite în mai multe nivele ne-au permis să aducem unele completări la datele biostratigrafice și paleogeografice cunoscute pînă acum.

BIOSTRATIGRAFIE

Formațiunile palogene de la nord de Brebu — Podu Cheii sînt continuarea directă către est a acelora care intră în alcătuirea fîșiei sudice din zona localității Șotrile. Iviri izolate se găsesc și în partea de sud-vest a comunei Pietriceaua. În cuprinsul acestora am identificat depozite paleocene, eocene și oligocene. Ele sînt asemănătoare ca litologie cu acelea care apar spre vest (valea Prahovei, valea Ialomiței) și est (valea Bertea).

Paleocenul. Depozitele paleocene (40—45 m grosime) se dispun în continuitate de sedimentare peste cele senoniene (marne roșii și verzi de tip Gura Beliei). Ele constau din marne roșii cărămizii sau roșu-violacee care alternează cu marne verzi, acestea din urmă predominînd spre partea superioară.

Eocenul. Succesiunea se continuă cu marne cenușii și cafenii între care sînt intercalate gresii calcaroase cenușii sau calcare grezoase cu hieroglife (1—3 cm, rar 8—30 cm grosime), mai rare în partea inferioară și din ce în ce mai dese spre partea superioară. Aproximativ în treimea superioară a acestui pachet de strate, pe o grosime de 25—30 m, se găsesc marne alb-cenușii, în bancuri de 10—30 cm grosime, care alternează cu argile sau marne cenușii și cafenii groase de 5—80 cm, mai rar cu gresii.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 95—102, BUCUREȘTI, 1978

În partea medie și în partea superioară a acestor depozite, care însumează circa 280 m grosime, se găsesc cîteva nivele fosilifere (planșa I).

În partea medie, pe Valea Rea în versantul drept, apar calcare grezoase cenușiu-verzui sau gresii calcaroase lumașelice (8—15 cm grosime) care conțin numeroase foraminifere mari, mai ales numuliți. Am determinat următoarele genuri și specii : *Nummulites distans* Desh., *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. millecaput* Boubée, *N. murchisoni* Rütim., *N. irregularis* Desh., *N. partschi* de la Harpe, *N. globulus* Leym., *N. nitidus* de la Harpe, *N. atacicus* Leym., *Assilina* cf. *spira* Reuss, *Operculina alpina* Douv., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina stella* Gümb., *A. stellata* d'Arch., *A. taramellii* M. Chalmas, *Alveolina* sp. La acestea se adaugă numeroase microforaminifere (miliolide, rotaliide), dinți de pești *(Lamna* sp.), alge melobesiee.

Pe versantul stîng al văii Doftanei, la nord-vest de vîrful Comărniceanu, este deschis un nivel fosilifer ceva mai superior, care conține o asociație de numuliți asemănătoare celei de mai sus, la care se adaugă însă un număr mai mare de discocicline și asterocicline. De asemenea, sînt destul de frecvente briozoarele și spinii de echinoide. Am identificat în plus față de asociația sus menționată : *Discocyclina douvillei* Schlumb., *D. marthae* Schlumb., *D. augustae* Weijden, *D. chudeaui* Schlumb., *Asterocyclina stellaris* Brunner, *Nodosaria* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Pecten* sp. (fragmente), echinoide (fragmente de test).

Asociații de macroforaminifere asemănătoare se întîlnesc în depozitele luteției din bazinele paleogene europene. În scara cronostratigrafică ele s-ar plasa aproximativ în partea medie a lutețianului (partea superioară a lutețianului inferior) (tabelul nr. 1, planșele I, II).

Nivelele fosilifere superioare se găsesc spre baza și deasupra marnelor alb-cenușii. Sînt bancuri subțiri de gresii calcaroase glauconitice lumașelice, în care predomină asterociclinele, discociclinele de dimensiuni mici, briozoarele (colonii rămuroase, mai rar cruste) și spinii de echinoide. Numuliții sînt mai rari. Aceste nivele sînt deschise pe Valea Rea, pe versantul drept al acestei văi în rîpile de sub vîrful Comărniceanu, la nord-vest de vîrful Comărniceanu aproape de culmea dealului și în cursul superior al pîrîului Bercaru de la nord de Cheile Doftanei. Roca fiind foarte dură, nu s-a putut dezagrega în laborator. Pe suprafețele mai alterate ale acestor gresii am identificat următoarele genuri și specii : *Nummulites striatus minor* d'Arch. et Haime, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. millecaput* Boubée, *Operculina* cf. *thracensis* d'Arch., *Discocyclina douvillei* Schlumb., *D. marthae* Schlumb., *D. augustae* Weijden, *D. chudeaui* Schlumb., *Asterocyclina stella* Gümb., *A. stellata* d'Arch., *A. taramellii* M. Chalmas, *A. stellaris* Brunner, miliolide și rotaliide frecvente, *Nodosaria* sp., *Textularia* sp., *Sphaerogypsina* sp., dinți de pești *(Squali)* etc.

Depozite asemănătoare, dar mai sărace în fosile, apar — sporadic — și la sud-vest de localitatea Pietriceaua. Ele conțin : *Asterocyclina stella* Gümb., *Discocyclina* sp., briozoare, *Pecten* sp. (fragmente), spini de echinoide.

Speciile de asterocicline și discocicline au o repartizare stratigrafică mai largă în cadrul eocenului. Totuși, în bazinele clasice se constată dezvoltarea maximă a unora din ele *(Asterocyclina stella* Gümb., *A. stellata* d'Arch. etc.) în timpul lutețianului superior-priabonianului inferior. Ana-

Tabelul nr. 1

Repartizarea stratigrafică şi paleogeografică a macroforaminiferelor eocene din regiunea Brebu—Podu Cheii

	Repartizarea stratigrafică Denumirea speciei	Bazinele clasice					Carpaţii Orientali									
		Paleocen	Eocen			Oligocen	Brebu—Podu Cheii Eocen			V. Ialomiţei	Bertea	V. Slănic	Maramureş	Depr. Getică	Turnu Roşu	Dobrogea S
			c	l	p		c	l	p							
1	*Nummulites distans* Desh.		—	—				—		×	×	×	×	×	×	×
2	,, *pratti* d'Arch. et Haime		—	—				—		×	×	×	—	—	×	×
3	,, *irregularis* Desh.		—	—				—		—	—	×	×	×	×	×
4	,, *atacicus* Leym.	—	—	—				—		×	×	×	×	×	×	×
5	,, *murchisoni* Rütim.		—	—				—		×	×	×	×	×	×	—
6	,, *partschi* de la Harpe		—	—				—		×	×	×	×	×	×	×
7	,, *globulus* Leym.	—	—	—				—		×	×	×	×	×	×	×
8	,, *nitidus* de la Harpe	—	—	—				—		×	×	×	×	×	×	×
9	,, *millecaput* Boubée			—				—		×	×	×	×	—	×	×
10	,, *striatus minor* d'Arch. et Haime			—	—			—		—	—	—	×	—	—	×
11	,, *incrassatus* de la Harpe			—	—	—		—		—	—	—	—	—	—	×
12	*Assilina* cf. *spira* de Roissy			—				—		—	—	—	—	×	—	×
13	*Operculina alpina* Douv.			—	—			—		×	×	×	×	—	×	×
14	,, cf. *thracensis* d'Arch.				—			—		—	—	—	—	—	—	—
15	*Discocyclina douvillei* (Schlumb.)	—	—	—	—			—		×	×	×	—	×	—	—
16	,, *marthae* (Schlumb.)	—	—	—				—		×	×	—	—	—	—	×
17	,, *chudeaui* (Schlumb.)			—	—			—		×	×	×	—	—	—	—
18	,, *augustae* Weijden		—	—	—			—		×	×	×	—	×	×	—
19	*Asterocyclina stella* Gümb.	—	—	—	—			—		×	×	×	—	—	×	—
20	,, *stellata* (d'Arch).			—	—			—		×	×	×	—	—	×	—
21	,, *stellaris* (Brunner)		—	—	—			—		×	×	—	—	—	×	—
22	,, *taramellii* M.Chalmas	—	—	—	—			—		×	×	×	—	—	×	×
	Alge melobesiee															
	Miliolide															
	Rotaliide															
	Nodosaria sp.															
	Textularia sp.															
	Sphaerogypsina sp.															
	Alveolina sp.															
	Briozoare															
	Pecten sp. (fragmente)															
	Echinoide (spini, plăci)															
	Pesti (dinţi de Squali)															

c = Cuisian : *l* = Lutetian *p* = Priabonian

liza asociaţiei de numuliţi conduce aproximativ la aceleaşi concluzii. *Nummulites millecaput* Boubée se cunoaşte în luteţian şi în priabonianul inferior în celelalte bazine paleogene europene. *N. striatus minor* d'Arch. et Haime şi *N. incrassatus* de la Harpe apar în luteţianul superior şi se continuă în priabonian, ultima specie urcînd pînă în oligocen inclusiv. Rezultă că vîrsta stratelor ce conţin această asociaţie ar putea fi luteţian

superioară sau priabonian inferioară. Noi atribuim acestor strate vîrsta luteţian superioară, ţinînd seama de faptul că nivelele fosilifere ce conţin asociaţia sus menţionată sînt separate de nivelele inferioare cu faună caracteristică părţii superioare a luteţianului inferior printr-un pachet nu prea gros de strate şi că succesiunea descrisă nu prezintă lacune, existînd treceri gradate între diferitele tipuri de depozite.

În ceea ce priveşte vîrsta depozitelor argiloase marnoase, cu intercalaţii mai rare de gresii, lipsite de macroforaminifere, care sînt cuprinse între marnele vărgate paleocene şi succesiunea ce conţine nivelele cu faună luteţiană, reiese că acestea revin etajelor cuisian şi — în parte — luteţianului inferior.

În regiunea care a constituit obiectul studiului nostru sînt menţionate gresii cu macroforaminifere sub vîrful Comărniceanu — pe Valea Rea — de către O. Protescu (1918, 1922) (orizontul inferior de gresii şistoase cu orbitoide şi briozoare) şi M. G. Filipescu (1934). Lista de faună dată de O. Protescu în lucrarea din 1922 cuprinde speciile : *Orbitoides papyracea* Boubée, *O. stella* Gümb., inclusiv microforaminifere (11 specii) şi briozoare (1 specie). În urma analizei asociaţiilor de foraminifere ce se găsesc în aceste gresii în toată regiunea Brebu — Şotrile — Breaza, autorul le atribuie vîrsta bartoniană. Depozitele marnoase de sub acestea (orizontul marnos cu fucoide) este atribuit auversianului. Vîrsta auversian-bartoniană (eocen mediu şi superior) este menţinută şi de M. G. Filipescu.

Din descrierile lui O. Protescu şi M. G. Filipescu privind caracterele litologice şi conţinutul paleontologic al depozitelor reiese că ambii autori au găsit pe Valea Rea numai nivelele superioare în care predomină asterociclinele şi briozoarele.

În concluzie, în urma cercetărilor noastre, se modifică vîrsta dată depozitelor de către cercetătorii anteriori. Astfel, stabilim vîrstele : paleocen-cuisian-luteţian inferior (p.p.) (în loc de auversian) pentru depozitele marnoase vărgate şi marnoase grezoase din partea inferioară a complexului paleogen şi luteţian inferior şi superior (în loc de bartonian) pentru depozitele ce cuprind nivelele fosilifere.

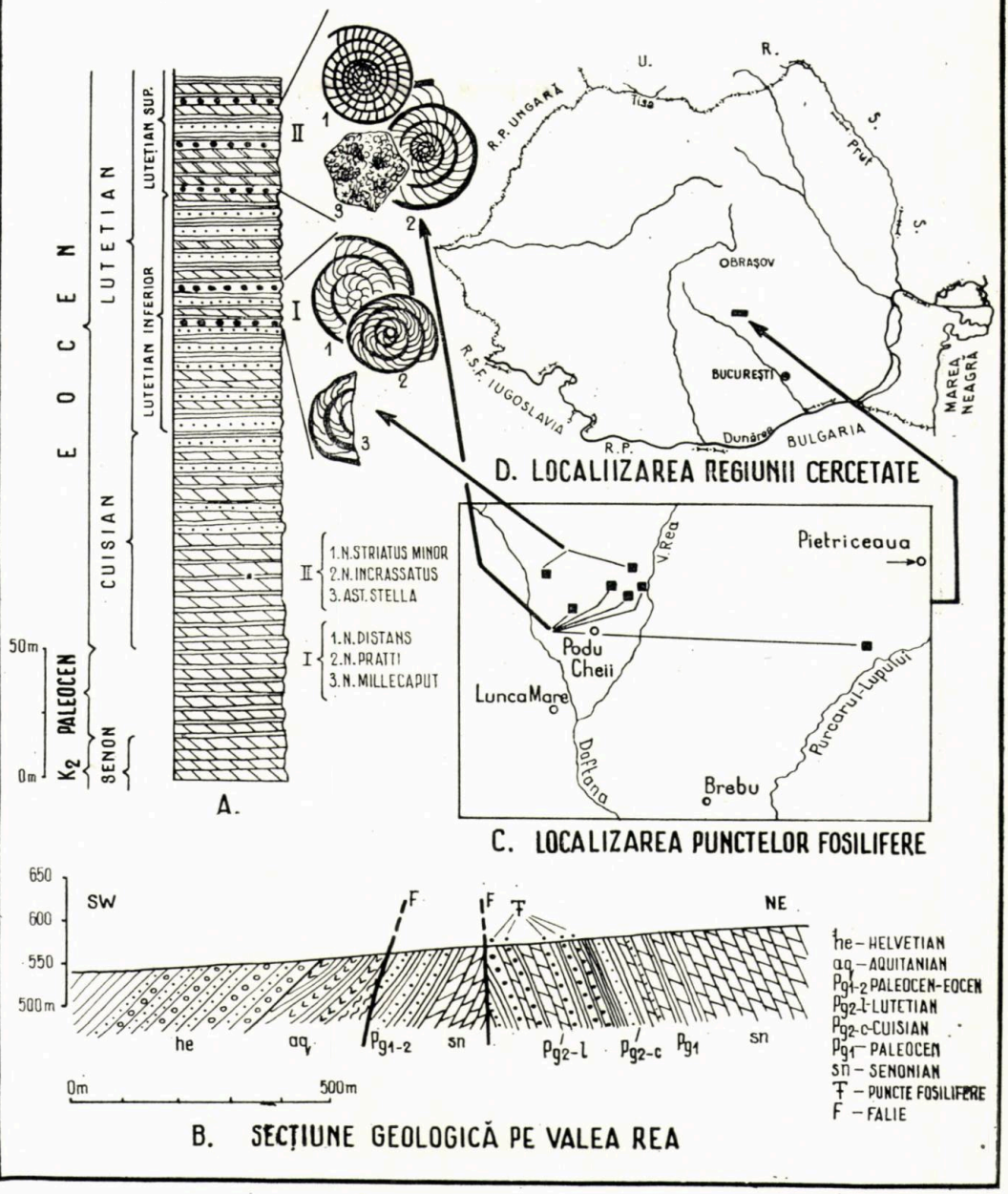
Asociaţii de macroforaminifere priaboniene nu au fost identificate încă în cuprinsul formaţiunilor eocene care apar în această regiune.

Oligocenul. Pe Valea Rea, în versantul drept al văii în amonte de succesiunea descrisă mai sus, apar şisturi disodilice cu intercalaţii de menilite şi marne cenuşii ce alternează cu marnocalcare cenuşii în spărtură proaspătă şi albicioase pe suprafeţele alterate. Raporturile acestora cu depozitele eocene şi miocene nu sînt clare.

CONSIDERAŢII PALEOGEOGRAFICE ŞI PALEOECOLOGICE

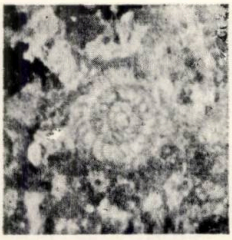
Asociaţiile de macroforaminifere determinate din primele două nivele fosilifere din cuprinsul eocenului din regiunea cercetată sînt aproape identice cu acelea care se găsesc în depozitele luteţiene în acelaşi facies de Şotrile în sinclinalul de la nord-vest de localitatea Bertea şi în zona văii Ialomiţa (valea Humei), inclusiv cu acelea din faciesul de Colţi (pînza de Tarcău) din regiunea bazinului superior al văii Slănicului — Buzău (Lopă-

LITO–BIOSTRATIGRAFIA PALEOGENULUI DIN REGIUNEA BREBU–PODU CHEII–PIETRICEAUA



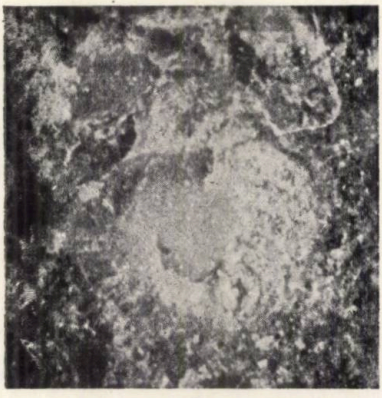
Planșa II

1

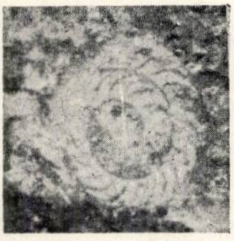


2

3

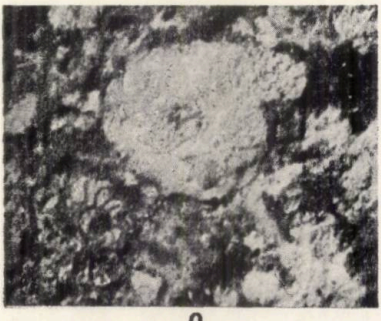


6

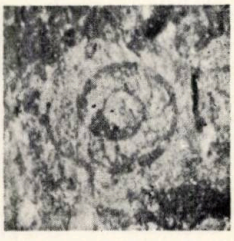


4

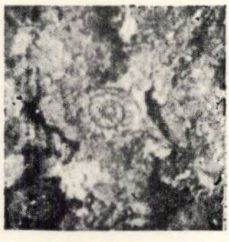
5



9



7



8

10

11

12

13

14

tari-Luncile) (N i ț a T ă t ă r â m, 1971, 1972, 1973). Asociațiile din nivelele superioare din regiunea cercetată cuprind multe specii comune cu acelea dinspre partea superioară a faciesului de Colți din bazinul superior al văii Slănicului — Buzău (Clajna, NE Plaiu Nucului, Ploștina) unde indică, de asemenea, lutețianul superior (N i ț a T ă t ă r â m, 1973).

Comparînd fauna studiată din nivelele sus-menționate cu aceea găsită în depozitele luteţiene din alte regiuni carpatice de pe teritoriul țării noastre (avantfosa Carpaților Meridionali — Depresiunea Getică, sud-vestul Depresiunii Transilvaniei — Turnu Roșu, zona flișului transcarpatic din Maramureș etc.) și cu aceea din Dobrogea de sud se constată, de asemenea, prezența multor specii comune (tabelul nr. 1). Ele indică existența unor legături paleogeografice directe între aceste regiuni acoperite de marea eocenă.

Faunele au afinități și cu acelea din bazinele cu depozite eocene din țările vecine care fac parte, ca și teritoriul țării noastre, din vastul domeniu de sedimentare tethysian.

Am arătat anterior că în asociațiile din primele două nivele predomină numuliții, asterociclinele și discociclinele fiind într-un număr mai redus. În nivelele superioare sînt foarte frecvente asterociclinele, discociclinele de dimensiuni mici și briozoarele, iar numuliții sînt rari. În toate nivelele numuliții sînt reprezentați în marea lor majoritate prin forme megasferice, care nu depășesc 6—7 mm diametru; formele microsferice sînt mult mai rare. Se admite că numuliții au trăit în mări calde, cu salinitate normală, la adîncimi cuprinse între 50 și 150 m, iar discociclinele, asterociclinele și operculinele au găsit condiții favorabile de dezvoltare în zone ceva mai adînci. Avînd în vedere distribuția pe verticală a acestor genuri, precum și frecvența acestora în cuprinsul asociațiilor din nivelele indicate, rezultă că în partea superioară a luteţianului inferior, pe fondul general al neliniștii tectonice, au existat condiții favorabile de viață în ape nu prea adînci. La începutul luteţianului superior se constată tendința de adîncire a bazinului. Fenomene asemănătoare, deduse din studiul asociațiilor de macroforaminifere, s-au remarcat și în sectorul geosinclinalului carpatic din regiunea văii Slănic — Buzău.

Prezența aceloraşi asociații de macroforaminifere în două sau trei nivele succesive în cadrul aceluiaşi subetaj geologic se explică prin schimba-

---

Planșa II

Fig. 1. — *Nummulites murchisoni* Rütim., A, *N. atacicus* Leym., A, luteţian, Brebu — Podu Cheii, × 8.
Fig. 2. — *Nummulites atacicus* Leym., A, idem, × 8.
Fig. 3, 4, 5. — *Nummulites pratti* d'Arch. et Haime, A, idem, × 8.
Fig. 6. — *Nummulites murchisoni* Rütim, A, idem, × 8.
Fig. 7. — *Nummulites distans* Desh., A, idem, × 8.
Fig. 8. — *Nummulites globulus* Leym., A, idem, × 8.
Fig. 9. — *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., idem, × 8.
Fig. 10, 11. — *Nummulites nitidus* de la Harpe, A, idem, × 8.
Fig. 12. — *Operculina* sp., *Nodosaria* sp., idem, × 8.
Fig. 13. — *Asterocyclina taramellii* M. Chalmas, luteţian superior, Brebu — Podu Cheii, × 8.
Fig. 14. — *Asterocyclina stella* Gümb., idem, × 8.

rea condițiilor de viață la intervale relativ scurte, cauzate de modificările survenite în procesul de sedimentare ca urmare a oscilațiilor pe verticală în bazin, a curenților de turbiditate etc. (alternanțe de depozite pelitice și psamitice).

CONCLUZII

În regiunea Brebu — Podu Cheii — Pietriceaua am identificat alte două nivele fosilifere, cu o bogată faună de macroforaminifere, sub nivelele semnalate de autorii anteriori. Studiul asociațiilor din aceste nivele, inclusiv din acelea menționate de cercetătorii precedenți, ne-au condus la unele concluzii biostratigrafice, paleogeografice și paleoecologice. Astfel :

— atribuim vîrsta paleocen-cuisian și, în parte, lutețian inferior (în loc de auversian) depozitelor marnoase vărgate și marnoase grezoase din partea inferioară a complexului paleogen ;

— precizăm vîrsta lutețiană (aproximativ partea superioară a luteţianului inferior) pentru depozitele în care sînt intercalate nivelele ce conțin asociații de macroforaminifere în care predomină numuliții (*Nummulites distans* Desh., *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. millecaput* Boubée etc.) ;

— considerăm de vîrstă lutețian superioară (în loc de bartonian) depozitele ce conțin nivelele fosilifere în care predomină asterociclinele și briozoarele și în care numuliții sînt mai rari (*Nummulites striatus minor* d'Arch. et Haime, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. millecaput* Boubée) ;

— semnalăm asemănările existente între asociațiile determinate și acelea ce se găsesc în alte bazine paleogene europene, inclusiv în țara noastră, ceea ce indică legături paleogeografice largi cu domeniile de sedimentare ce aparțin de Tethys ;

— deducem, din aprecierea raportului dintre genurile care alcătuiesc asociațiile, tendința de adîncire a bazinului la începutul luteţianului superior

— sesizăm existența unor condiții de viață favorabile dezvoltării macroforaminiferelor în timpul luteţianului ;

— considerăm că oscilațiile frecvente pe verticală, curenții de turbiditate etc. au determinat schimbări ale condițiilor de viață în bazin, întrerupînd la intervale mai mult sau mai puțin mari dezvoltarea prodigioasă a macroforaminiferelor.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU PALÉOGÈNE DE LA RÉGION BREBU — PODU CHEII—PIETRICEAUA (CARPATES ORIENTALES : EST DE LA VALLÉE DE DOFTANA)

RÉSUMÉ

Les formations paléocènes (marnes bigarrées), éocènes (faciès de Șotrile) et oligocènes (schistes dysodiliques, ménilites, etc.) affleurent, dans la région investiguée, au N et NE du village de Brebu sur la bordure

septentrionale du synclinal de Slănic. Localement (Valea Rea), le Paléocène marin fait suite en continuité au Crétacé supérieur marin (pl. I).

Deux nouveaux niveaux qui comprennent une multitude de Nummulites ont été découverts dans le faciès de Şotrile, au-dessous des niveaux fossilifères (grès et calcaires à Astérocyclines et Bryozoaires) signalés par les précédents chercheurs.

Ont été étudiées les associations de grands Foraminifères de tous les niveaux fossilifères (voir le texte roumain). Les nouvelles données obtenues viennent compléter les connaissances biostratigraphiques et paléogéographiques sur l'Éocène de cette région carpatique.

Ainsi, les dépôts marneux bigarrés de la partie inférieure du complexe paléogène, aussi que les marnes et grès superposés, sans Nummulites, sont Paléocène-Cuisien-Lutétien inférieur p.p. et non Auversien comme on le croyait autrefois. Les dépôts qui comprennent les niveaux à nombreux Nummulites (*Nummulites distans* Desh., *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. millecaput* Boubée, etc. sont lutétiens (la partie supérieure du Lutétien inférieur) et les niveaux suivants, bien caractérisés par ses Astérocyclines et Bryozoaires, qui contiennent de rares *Nummulites striatus minor* d'Arch. et Haime, *N. incrassatus* de la Harpe et *N. millecaput* Boubée, sont lutétiens supérieur (non Bartonien).

Les associations de la région étudiée sont semblables aux associations des autres bassins paléogènes européens, inclusivement les territoires roumains, d'où résultent de larges communications avec les bassins appartenant au Téthys.

On a déduit une tendance d'approfondissement du bassin au commencement du Lutétien supérieur, basée sur l'analyse du rapport des genres de grands Foraminifères constituant les associations étudiées.

On souligne aussi l'existence des conditions favorables au développement des grands Foraminifères pendant le Lutétien. Mais, on pense que, par intervalles, le développement prodigieux des grands Foraminifères est interrompu à cause des fréquentes oscillations verticales, des courants de turbidités, etc. qui ont déterminé les changements des conditions de la vie dans le bassin.

BIBLIOGRAFIE

Botez Gh. (1909), *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova*, An. Inst. geol., **II**, Bucureşti.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuţă O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962), *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., **XXXII**, Bucureşti.

Filipescu M. G. (1930), *Note préliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre la Valea Teleajenului et Valea Doftanei, dans le district de Prahova*, C.R. Inst. Géol., **XIX**, Bucureşti.

— (1933), *Sur la présence de certaines roches phosphatiçues dans l'Eocène de Şotrile*, C. R. Inst. Géol., **XXI**, Bucureşti.

— (1934), *Cercetări geologice între valea Teleajcnului şi valea Doftanei (jud. Prahova)*, teză, Bucureşti.

Mrazec L. (1906), *Despre prezenţa bartonianului în jud. Prahova*, Anal. Acad. Rom., Seria a II-a, **XXVIII**, Bucureşti.

Mrazec L., Popescu-Voiteşti I. (1912), *Contribuţii la cunoaşterea pinzelor flişului carpatic din România*, An. Inst. geol., fasc. 1, V, Bucureşti.

PROTESCU O. (1918), *Cîteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile — Brebu — Breaza (jud. Prahova)*, An. Inst. geol., **VIII**, București.
— (1922), *Contribuții la studiul faunei de foraminifere terțiare din România*, An. Inst. geol., **IX**, București.
TĂTĂRÂM NIȚA (1971), *Foraminiferele mari din paleogenul de la Bertea (NV de Slănic — Prahova)*, Anal. Univ. București, Geologie.
— (1972), *Rezultatele principale ale studiului foraminiferelor mari din eocenul regiunilor carpatice*, Anal. Univ. București, Geologie.
— (1973), *Contribuții la stratigrafia paleogenului din zona flișului Carpaților de curbură (valea Buzăului și valea Slănicului — Buzău)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*, București.
— (1976), *Contribuții la studiul paleogenului din Dobrogea de sud*, Centrul de multiplicare al Univ. București.
* * * Harta geologică a R. S. România, 1 :200.000, Comitetul de Stat al Geol., Inst. geol., foaia Tîrgoviște, București, 1968.

Primit în redacție la 29 aprilie 1977

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

ASUPRA PREZENȚEI UNOR MACROFORAMINIFERE ÎN ORIZONTUL CALCARULUI DE PASIECZNA DIN FLIȘUL EOCEN DE LA GURA PUTNEI, PE VALEA SUCEVEI

DE

TEODOR JOJA, EUGENIA MANOLIU

1. INTRODUCERE

În vara anului 1970, unul din autorii lucrării de față (T. J o j a) a colectat un număr mare de macroforaminifere foarte bine conservate (aproape exclusiv numuliți), dintr-o gresie calcaroasă cu elemente verzi mici, din flișul eocen, din semifereastra de la Gura Putnei, pe malul drept al rîului Suceava. Dat fiind că, după cum se știe, macrofosilele (chiar și macroforaminiferele) sînt relativ rare în flișul Carpaților Orientali, am considerat utilă determinarea formelor colectate în scopul precizării vîrstei orizontului din care provin. Dacă aceste macroforaminifere au fost găsite, dealtfel pentru prima oară, încă din anul 1951, numai de T. J o j a (căruia i se datorește și capitolul din lucrare privitor la poziția geografică și litostratigrafică a punctului fosilifer), determinarea lor a fost făcută mai ales de E u g e n i a M a n o l i u, în timp ce concluziile de ordin biostratigrafic sînt rezultatul strădaniei ambilor autori.

2. POZIȚIA GEOGRAFICĂ SI LITOSTRATIGRAFICĂ A PUNCTULUI FOSILIFER

Macroforaminiferele care fac obiectul lucrării noastre le-am colectat dintr-o gresie calcaroasă albă, cu elemente brecioase de șisturi verzi de dimensiuni mici, din punctul denumit Vărărie, de pe malul drept al rîului Suceava, la 3 km vest de confluența pîrîului Putna cu rîul Suceava (vezi fig. 1) și la aproximativ 4 km est de halta Straja, în imediata apropiere a cursului apei. Gresia menționată apare în legătură cu o altă gresie, de asemenea albă, calcaroasă, asemănătoare în aparență cu gresia de Kliwa, care constituie două bancuri groase de cîte 1,5 m, separate printr-un strat de calcar de 15 cm. Ambele bancuri sînt bine deschise la aproximativ 15 m de nivelul căii ferate; ele au direcția nord — sud și o înclinare de 60° spre vest.

Gresia calcaroasă cu elemente verzi și macroforaminifere, avînd o grosime de 35 cm, este deschisă pe aproximativ 8 m din lungimea celui de-al doilea banc (de care dealtfel ține), la baza lui (stratigrafică) și are un caracter oarecum lenticular. Ea se găsește la 20 m distanță stratigrafică deasupra limitei inferioare a orizontului calcarului de Pasieczna, care apare

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 103–110, BUCUREȘTI, 1978

aici de sub pînza Tarcău, într-o unitate inferioară pe care am denumit-o pînza de Doamna. Acest orizont care, în semifereastra de la Gura Putnei, are o grosime totală de 70 m, este constituit dintr-o serie de strate de calcar

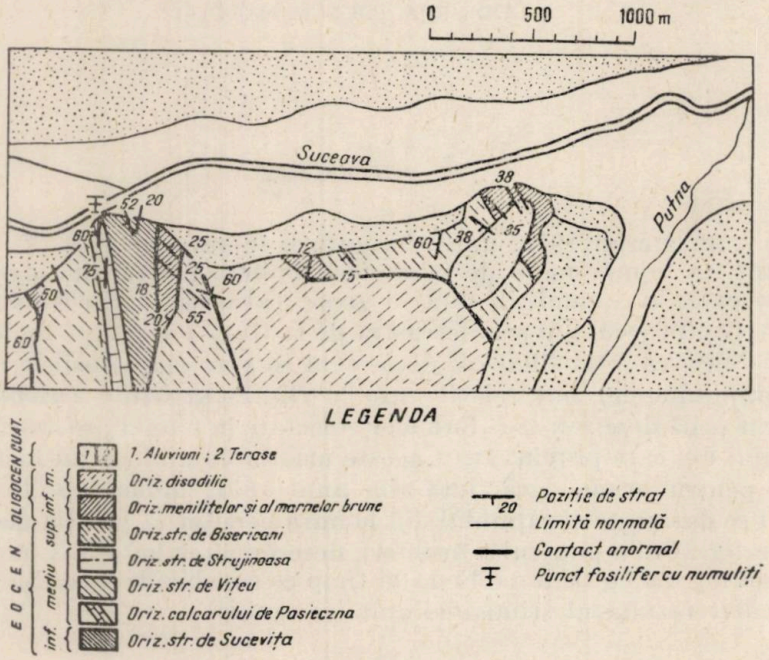


Fig. 1. — Schița geologică a flișului paleogen de la Gura Putnei, pe malul drept al rîului Suceava.

de 10—40 cm, în general alb-cenușiu, dur, cînd mai fin, cînd ceva mai grosier, străbătut de vine de calcit. Sub acest orizont, pe cel puțin 100 m, este deschisă, spre est, de-a lungul căii ferate, o serie de argilite verzi, tari, în strate de 10—20 cm, care corespunde părții superioare a stratelor de Sucevița. Peste orizontul calcarului de Pasieczna sînt deschise, la sud-vest, pe o foarte mică distanță, și argilele roșii reprezentînd orizontul stratelor de Strujinoasa.

La microscop, se observă că gresia albă calcaroasă cu elemente mici verzi conține mult material detritic, constituit din granule de cuarț rotunjite, cataclazate, reprezentînd circa 55% din masa rocii, și din fragmente de 2 — 3mm de șisturi verzi de tip dobrogean, constituind circa 15% din masa rocii, restul de 30% din masa acesteia fiind alcătuit de ciment și de calcit larg cristalizat.

Această gresie calcaroasă albă, cu numuliți, este identică, atît din punct de vedere litologic, cît și ca poziție stratigrafică, cu „gresia calcaroasă albă cu numuliți, orbitoizi și elemente mici de șisturi verzi" descrisă încă de multă vreme de T. Joja din orizontul calcarului de Pasieczna de pe pîrîul Rîșca Mare, în regiunea dintre Rîșca și Agapia (T. Joja, 1952).

3. SCURTĂ PREZENTARE A FORMELOR DE MACROFORAMINIFERE

Pentru repartizarea lor stratigrafică și determinarea formelor de macroforaminifere găsite pe valea Sucevei, la Gura Putnei, în orizontul calcarului de Pasieczna, am utilizat lucrările următorilor autori: E. Belmustakov (1959), F. Bieda și colab. (1963), Gh. Bombiță (1963, 1973), J. Boussac (1911), M. Cizancourt (1928), H. Douvillé (1919), L. Ionesi (1971), E. J. Kraeva și F. B. Zerneţki (1969), G. T. Nemkov (1967), P. Rozlosznik (1929), H. Schaub (1951), Niţa Tătărâm (1964), Niţa Tătărâm și colab. (1969) și unele din lucrările colocviului asupra eocenului de la Paris, din anul 1968.

Din bogata asociaţie de macroforaminifere, ca număr de indivizi (peste 40) și specii, găsite în punctul menţionat mai sus, am determinat pînă în prezent speciile: *Nummulites globulus* Leym. (A), *N. rotularius* Desh. (A), *N. anomalus* de la Harpe (A, B), *N. murchisoni* Rütim. (A), *N. uroniensis* Heim (A), *N. gallensis* Heim (A), *N.* ex gr. *puschi* d'Arch. (A), *N. perforatus perforatus* (Montf.) (A), *N. striatus* (Brug.) (A), *N. striatus* (Brug.) var. *minor* d'Arch. et Haime (A), *Operculinoides vaughani* (Cushman) (B).

Dăm mai jos repartizarea lor stratigrafică:

Nummulites globulus Leymerie (pl. I, fig. 1, 2)

Nummulites globulus Leym. prezintă o repartiţie foarte largă. Este menţionat în eocenul inferior și mediu din U.R.S.S. (Ucraina, Crimeea), în eocenul inferior din Franţa, Italia, Elveţia, Albania, Bulgaria, Ungaria, Polonia, Egipt, Afganistan și India, precum și în ţara noastră în eocenul inferior din Dobrogea și Depresiunea Getică, în luteţianul din Bazinul Transilvaniei (Turnu Roșu), în luteţianul inferior din Ţara Bîrsei (Tohanu Nou) și din întreg eocenul (cuisian, luteţian, biarritzian și priabonian) din bazinul văii Moldovei.

Nummulites rotularius Deshayes (pl. I, fig. 3, 4)

Nummulites rotularius Desh. a fost întîlnit în tot eocenul, cu frecvenţă maximă în eocenul inferior și mediu din U.R.S.S. (Crimeea, Ucraina) și în eocenul mediu din R. S. S. Armeană. Este menţionat de asemenea în eocenul inferior și mediu din Franţa, Italia, Bulgaria. În ţara noastră este citat în luteţianul inferior din Dobrogea, Depresiunea Getică, Ţara Bîrsei (Tohanu Nou) și din flișul cuisian, luteţian și biarritzian din bazinul văii Moldovei.

Nummulites anomalus de la Harpe (pl. I, fig. 5)

Nummulites anomalus de la Harpe prezintă o largă răspîndire în tot eocenul. După F. Bieda și colab. (1963) este formă caracteristică pentru eocenul superior din Masivul Tatra. În ţara noastră a fost menţionat în calcarele luteţiene superioare din Maramureș.

Nummulites murchisoni Rütimeyer (pl. I, fig. 7, 8)

Nummulites murchisoni Rütim. are o repartiţie largă în eocenul inferior și mediu. Caracterizează eocenul inferior și mediu din U.R.S.S. (Ucraina, Crimeea, Caucaz), Carpaţii nordici, Turcia, Bulgaria, Italia, sudul Franţei, Spania și Africa. În ţara noastră a fost citat în luteţianul din Dobrogea, în ypresian-luteţianul din Depresiunea Getică (Albești),

luteţianul inferior din Bazinul Transilvaniei (Turnu Roşu), Ţara Bîrsei (Tohanu Nou), Maramureş şi din cuisianul şi luteţianul din flişul paleogen al bazinului văii Moldovei.

Nummulites uroniensis Heim

Nummulites uroniensis Heim prezintă o repartiţie uniformă pentru întreg luteţianul. A fost citat în eocenul mediu din U.R.S.S. (zona din jurul Mării Negre, regiunea Odesei), din Carpaţii nordici, Alpii elveţieni, din Bulgaria, Turcia, Afganistan, Africa şi Madagascar. În ţara noastră este menţionat în flişul paleogen al bazinului văii Moldovei cu frecvenţă în biarritzian.

Nummulites gallensis Heim (pl. I, fig. 6)

Nummulites gallensis Heim caracterizează întreg luteţianul, avînd o frecvenţă mare în luteţianul inferior din Crimeea, Polonia, regiunea Eisiedeln din Alpi şi din America. În ţara noastră este menţionat în luteţianul inferior din Ţara Bîrsei (Tohanu Nou), în cel superior din Depresiunea Maramureşului, precum şi în flişul paleogen al bazinului văii Moldovei, cu observaţia că prezintă frecvenţă maximă în biarritzian şi este mai rar întîlnit în asociaţiile luteţiene.

Nummulites ex gr. **puschi** d'Archiac (pl. II, fig. 1)

Nummulites puschi d'Archiac este, după majoritatea autorilor, specie tipică pentru luteţianul superior. F. B i e d a şi colab. (1963) menţionează că asupra acestei specii, care după aceşti autori este caracteristică pentru eocenul din Masivul Tatra, au existat numeroase confuzii, datorită faptului că multe forme ale ei au fost atribuite greşit speciilor *Nummulites laevigatus* d'Archiac et Haime, *N. brognarti* d'Archiac, *N. millecaput* Boubée.

Nummulites puschi d'Archiac a fost menţionat în luteţianul din Carpaţii nordici, în flişul de Podhale şi Măgura. Pentru ţara noastră este citat în luteţianul superior din Maramureş.

Nummulites perforatus perforatus (Montfort) (pl. II, fig. 2, 3)

Nummulites perforatus perforatus (Montf.) are o largă răspîndire în luteţian şi priabonian; frecvenţa maximă o prezintă însă în luteţianul superior şi priabonianul inferior.

Este menţionat în eocenul superior din U.R.S.S., Alpii francezi, Alpii elveţieni, Bulgaria, Turcia, Afganistan, Africa şi Madagascar. În ţara noastră, *Nummulites perforatus perforatus* caracterizează în special formaţiunile luteţian superioare; astfel este citat din luteţianul superior din împrejurimile oraşului Cluj-Napoca şi din Depresiunea Maramureşului. A fost de asemenea întîlnit frecvent în biarritzianul din flişul paleogen al bazinului văii Moldovei.

Nummulites striatus (Bruguière) (pl. II, fig. 4)

Nummulites striatus (Brug.) este cunoscut din luteţianul superior pînă în priabonianul superior, inclusiv. Frecvenţa maximă o prezintă în priabonian. Caracterizează eocenul superior din U.R.S.S. (R.S.S. Armeană), Albania, Bulgaria, Ungaria, Carpaţii nordici, Alpi, sudul Franţei, Italia şi Spania. În ţara noastră este menţionat în luteţianul superior din Bazinul Transilvaniei (sud-vest Cluj-Napoca), Carpaţii Orientali (Şotrile), Depresiunea Maramureşului, precum şi în priabonianul flişului paleogen din bazinul văii Moldovei.

Nummulites striatus (Bruguière) var. *minor* d'Archiac et Haime (pl. II, fig. 5)

Nummulites striatus (Brug.) var. *minor* d'Arch. et Haime este menţionat în bazinele clasice din luteţianul superior-priabonian. Caracterizează eocenul superior din Masivul Tatra. Pentru ţara noastră este menţionat în luteţianul superior din Depresiunea Maramureşului.

Operculinoides vaughani (Cushman) (pl. II, fig. 6)

Genul *Operculinoides* are o repartiţie largă începînd din eocen pînă în miocen, inclusiv. *Operculinoides vaughani* (Cushman) este foarte frecvent în eocenul din Masivul Tatra.

4. CONCLUZII DE ORDIN STRATIGRAFIC

După cum am mai spus, asociaţia de macroforaminifere găsită de noi la 20 m distanţă stratigrafică deasupra limitei inferioare a orizontului calcarului de Pasieczna, care apare în semifereastra de la gura Putnei, în pînza de Doamna, este constituită din formele : *Nummulites globulus* Leym. (A), *N. rotularius* Desh. (A), *N. anomalus* de la Harpe (A, B), *N. murchisoni* Rütim. (A), *N. uroniensis* Heim (A), *N. gallensis* Heim (A), *N. striatus* (Brug.) (A), *N. striatus* (Brug.) var. *minor* d'Archiac et Haime (A) şi *Operculinoides vaughani* (Cush.) (A, B). Din tabloul de repartiţie

Tabelul nr. 1

Repartiţia stratigrafică în eocen a speciilor de numuliţi şi operculinoide din flişul de la Gura Putnei

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Poziţia stratigrafică în eocen					
		cuisian	luteţian		priabonian		
			inf.	sup.	bartonian		ludian
1	*Nummulites globulus* Leym. (A)	———	———	———	— —		
2	*Nummulites rotularius* Desh. (A)	———	———	———	— —		
3	*Nummulites anomalus* de la Harpe (A, B)	———	———	———	———	———	———
4	*Nummulites murchisoni* Rütim. (A)	— —	———	———			
5	*Nummulites uroniensis* Heim (A)		- - -	———			
6	*Nummulites gallensis* Heim (A)		———	— —			
7	*Nummulites* ex gr. *puschi* d'Arch. (A)		—	———			
8	*Nummulites perforatus perforatus* (Montf.) (A)		—	———	———		
9	*Nummulites striatus* (Brug.) (A)			———	———	———	- - -
10	*Nummulites striatus* (Brug.) var. *minor* d'Arch. et Haime (A)			———	———	- - -	- - -
11	*Operculinoides vaughani* (Cushman) (B)			———	———	———	- - -

——— frecvenţă maximă.
——— frecvenţă medie.
- - - - frecvenţă minimă.

al acestora, întocmit de noi în acord cu intervalul de existenţă a lor în bazinele clasice, interval menţionat la fiecare specie în parte, rezultă că unele, şi anume : *Nummulites globulus*, *N. rotularius* şi *N. anomalus*, au

o largă răspîndire în timp (în cuisian, luteţian şi priabonian), iar altele, şi anume *N. murchisoni*, *N. uroniensis* şi *N. gallensis*, sînt prezente în tot luteţianul ; în ce priveşte *N. puschi* şi *N. perforatus perforatus*, acestea caracterizează : primul, luteţianul superior, iar al doilea, frecvent în luteţianul superior, trece şi în priabonianul inferior. În fine, *N. striatus* şi *Operculinoides vaughani*, care apar de la baza luteţianului superior, continuă în tot priabonianul. Din toată această asociaţie de macroforaminifere trebuie reţinute, pentru repartizarea lor restrînsă în timp, *N. puschi* şi *N. perforatus perforatus* care caracterizează, cum am mai spus, luteţianul superior, precum şi *N. striatus* şi *Operculinoides vaughani*, care-şi fac apariţia abia la baza luteţianului superior. Pe baza lor atribuim gresiei calcaroase cu microelemente verzi de la partea inferioară a orizontului calcarului de Pasieczna vîrsta luteţian superioară.

Menţionăm că pe baze micropaleontologice, deci în profil cvasicontinuu, orizontul calcarului de Pasieczna, împreună cu orizonturile stratelor de Plopu inferioare (strate de Viţeu) şi al stratelor de Strujinoasa, de deasupra lor, au fost atribuite eocenului mediu (T. J o j a şi colab. 1963) ; de asemenea, însă, pe baze macropaleontologice, şi anume pe baza speciilor *Nummulites distans* Desh. (A), *N. murchisoni* Brunner (A), *N. globulus* Leym. (A, B), *N. atacicus* Leym. (A, B) şi *N. partschi* de la Harpe (A), forme comune luteţianului inferior şi superior, găsite pe pîrîul Humorului, în orizontul calcarului de Pasieczna, în pînza de Tarcău, fără să se precizeze nivelul, acesta a fost atribuit luteţianului în general (L. I o n e s i, 1971.)

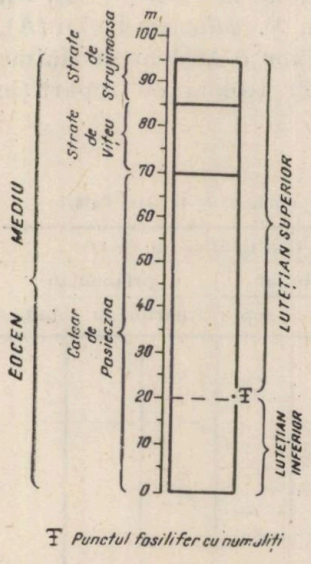


Fig. 2. — Coloana stratigrafică schematică a eocenului mediu din pînza de Doamna, în semifereastra de la Gura Putnei, pe malul drept al rîului Suceava.

Urmează că partea inferioară a orizontului calcarului de Pasieczna, pînă la nivelul gresiei cu numuliţi şi microelemente verzi de la Gura Putnei, revine, cel puţin în parte, luteţianului inferior, iar restul acestui orizont pînă la limita lui superioară, împreună cu cel al stratelor de Viţeu şi al stratelor de Strujinoasa revin luteţianului superior (fig. 2).

Ne permitem de asemenea să atragem atenţia asupra faptului că o vîrstă asemănătoare (luteţian superioară-auversiană) a fost atribuită (S. A t h a n a s i u şi colab., 1927) şi calcarelor cu numuliţi, care apar ca blocuri remaniate în conglomeratele neozoice cu elemente verzi din flişul extern al Carpaţilor Orientali şi celor din Depresiunea Precarpatică. Acest fapt ne conduce la concluzia că orizontul calcarului de Pasieczna (cocolitoforideic) şi orizontul din care provin aceste calcare (numulitice) remaniate sînt, cel puţin în parte, sincrone. S-ar putea astfel vorbi, la nivelul luteţianului superior, de un episod calcaros cu extrem de rari numuliţi în flişul extern şi extrem de numeroşi numuliţi, în vestul vorlandului.

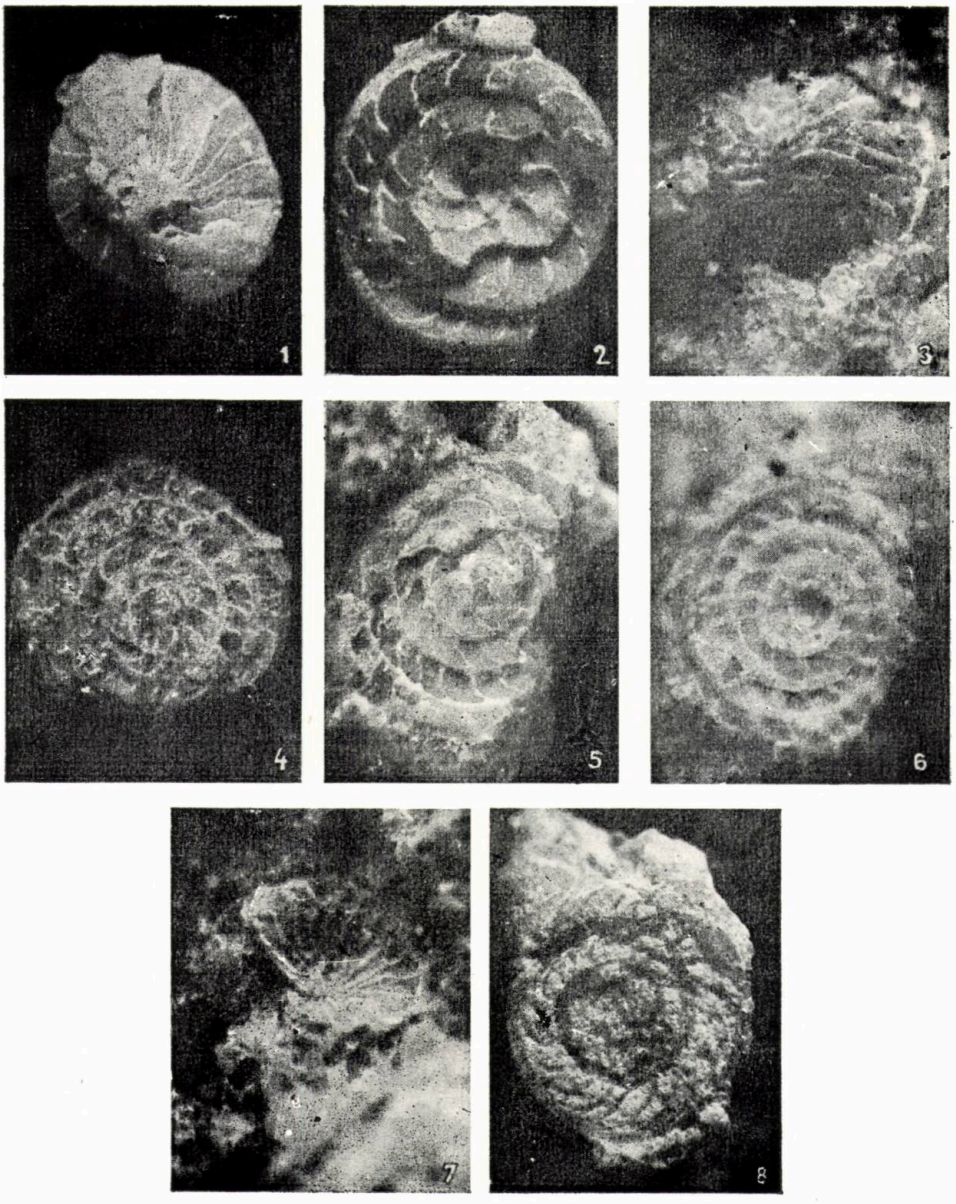
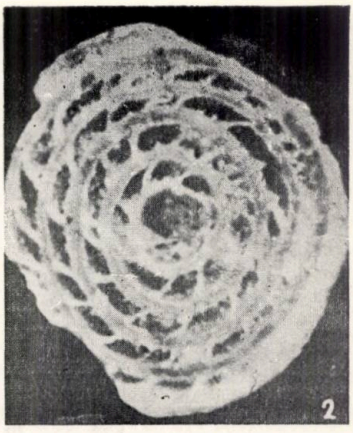
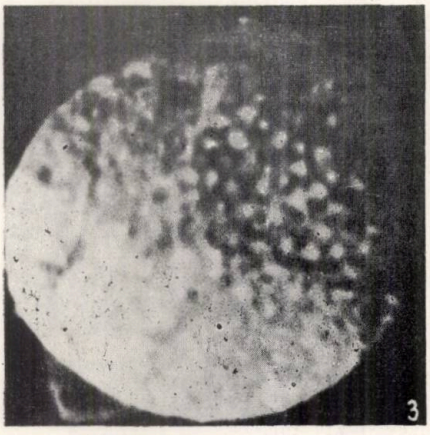
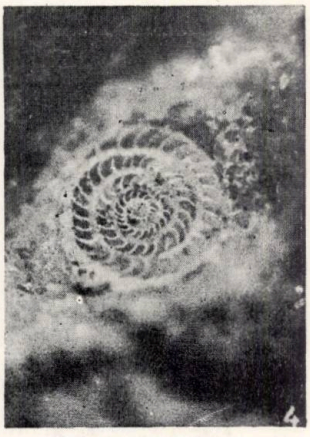


Fig. 1, 2. — *Nummulites globulus* Leym. (*A*): *1*, aspect exterior; *2*, secţiune ecuatorială, × 10.
Fig. 3, 4. — *Nummulites rotularius* Desh. (*A*): *3*, aspect exterior; *4*, secţiune ecuatorială, × 9.
Fig. 5. — *Nummulites anomalus* de la Harpe (A), × 9.
Fig. 6. — *Nummulites gallensis* Heim (A), × 7,5.
Fig. 7, 8. — *Nummulites murchisoni* Rütim. (A): *7*, secţiune ecuatorială; *8*, aspect exterior, × 10.







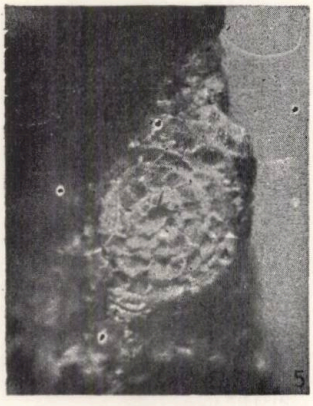


Fig. 1. — *Nummulites* ex gr. *puschi* d'Arch. (A), × 7,5.
Fig. 2, 3. — *Nummulites perforatus perforatus* (Montf.) (A): *2*, secțiune ecuatorială; *3*, aspect exterior, × 11.
Fig. 4. — *Nummulites striatus* (Brug.) (A), × 8.
Fig. 5. — *Nummulites striatus* (Brug.) var. *minor* d'Arch. et Haime (A), × 7.
Fig. 6. — *Operculinoides vaughani* (Cushman) (B), × 10.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE FAUNE DE MACROFORAMINIFÈRES DANS L'HORIZON DU CALCAIRE DE PASIECZNA DU FLYSCH ÉOCÈNE DE GURA PUTNEI, DANS LA VALLÉE DE SUCEAVA

RÉSUMÉ

Les auteurs ont déterminé une faune relativement riche de macroforaminifères trouvée par l'un d'eux (T. Joja) dans un niveau de grès calcaire blanc à menus éléments de schistes verts. Ce grès est situé dans l'horizon du calcaire de Pasieczna, à 20 m distance stratigraphique de sa limite inférieure. L'horizon mentionné appartient à la nappe de Doamna et a une épaisseur totale de 70 m. Il apparaît dans la demi-fenêtre de Gura Putnei sur la rive droite de la rivière de Suceava à 3 km ouest de l'embouchure du ruisseau Putna. Les macroforaminifères déterminés sont: *Nummulites globulus* Leym., *N. rotularius* Desh., *N. anomalus* de la Harpe, *N. murchisoni* Rütim., *N. uroniensis* Heim, *N. gallensis* Heim, *N.* ex gr. *puschi* d'Archiac et Haime et *Operculinoides vaughani* (Cushman). Ils indiquent l'âge lutétien supérieur pour les grès dont ils proviennent.

Comme, d'autre part, on a établi depuis longtemps, à base de microfaune, l'âge éocène moyen des horizons du calcaire de Pasieczna et de ceux des couches de Vițeu et de Strujinoasa (qui le surmontent) on conclut que la partie inférieure du calcaire de Pasieczna de Gura Putnei appartient jusqu'au niveau du grès à nummulites, au moins en partie, au lutétien inférieur, tandis que le reste, c'est-à-dire la partie supérieure du calcaire de Pasieczna, les couches de Vițeu et ceux Strujinoasa reviennent au lutétien supérieur.

BIBLIOGRAFIE

ATHANASIU S., MACOVEI G., ATANASIU I. (1927), *La zone marginale du flysch dans la partie inférieure du bassin de Bistrița*, Guide des excursions. Assoc. pour l'avancement de la Géologie des Carpates, Bucarest.

BELMUSTAKOV E. (1959), *Golemi foraminiferi*, Fosilite na Bâlgaria, **VI**, *Paleogen*, Sofia.

BIEDA F. (1934), *Remarques sur la nomenclature et la classification de certaines espèces de Nummulites*, **III**, Cracovia.

BIEDA F., GEROCH S., KOZARSKI M., ZYTKO L. (1963), *Stratigraphie des Carpates externes polonaises*, Inst. Géol. Varșovia, p. 181.

BOMBIȚĂ G. (1963), *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R. P. România*, Edit. Acad., R.P.R., București.

— (1973), *Macroforaminiferes des Carpates Orientales; leur position et leur signification stratigraphique*, Eclogae Geol. Helv. **66**, *2*, Bâle.

BOUSSAC J. (1911), *Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin*, Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique de la France, Paris.

CIZANCOURT M. (1928), *O kilku nummulitach z fliszu karpackiego i ich znaczeniu dlia stratigrafii Karpat*, Lwow.

DOUVILLÉ H. (1905), *Comparaison des divers bassins nummulitiques*, Bull. Soc. Géol. France, **V**, *4*.

— (1908), *Sur quelques gisements à Nummulites de l'est de l'Europe (Crimée, Bulgarie, Hongrie)*, Bull. Soc. Géol. France, **VIII**, *4*.

— (1919), *L'éocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées*, Paris.

IONESI LIVIU (1971), *Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei*, Edit. Academiei R. S. România, București.

JOJA T. (1952), *Cercetări geologice între valea Rișcei și valea Agapiei*, An. Com. geol., **XXIV**, București.

JOJA T., COSMA VIORICA, DUMITRESCU ZORELA (1963), *Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic*, Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V, București, **III**, *1*.

KRAEVA E. J., ZERNEȚKI B. F. (1969), *Paleontologhiceski zbornic. Foraminifer. Paleoghena Ucraini*, **3**, Izdat. „Naukowa dumko", Kiev.

MANOLIU EUGENIA (1972), *Contribuții la studiul faunei de macroforaminifere eocene de la Tohanu Nou (Țara Bîrsei)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **17**, *1*, București.

NEMKOV G. I. (1967), *Nummulitidî Soviestscovo Soiuza i ih biostratigraficeskoe znacenie*, Moskwa.

ROZLOSZNIK P. (1929), *Studien über Nummulitiden*, Geol. Hungar., Ser. Paleont., Budapest, **2**.

SCHAUB H. (1951), *Stratigraphie und Paleontologie des Schlieren flysches mit besonderer Berücsichtigung der Paläocenen und Untereocaenen Nummuliten und Assilinen*, Scweiz. Pal. Abh. Basel, **68**.

TĂTĂRÂM NIȚA (1964), *Corelarea depozitelor paleogene inferioare din Depresiunea Getică cu Paleogenul altor regiuni din R. P. R. și țările vecine pe baza foraminiferelor mari*, Univ. Buc., Seria geologie-geografie, **XIII**, *1*.

TĂTĂRÂM NIȚA, ILIESCU MARIA, ILIESCU GH. (1969), *Contribuții la stratigrafia paleogenului din Maramureș*, Anal. Univ. București, Seria șt. nat., geol.-geogr., *1*.

* * * *Colloque sur le Paléogène*, Bordeaux, sept., 1962.

* * * *Colloque sur l'Eocène*, Paris, mai, 1968.

Primit în redacție la 16 mai 1977

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

TENTATIVĂ DE CLASIFICARE A UNITĂȚILOR LITOSTRATIGRAFICE ALE OLIGOCENULUI INFERIOR ȘI MEDIU DIN REGIUNEA CLUJ (NV TRANSILVANIEI) ÎN LUMINA RECOMANDĂRILOR GHIDULUI INTERNAȚIONAL DE CLASIFICARE, TERMINOLOGIE ȘI UZ STRATIGRAFIC

DE

VICTOR MOISESCU

Clasificarea unităţilor litostratigrafice ale oligocenului inferior şi mediu din regiunea Cluj în lumina recomandărilor ghidului internaţional de clasificare, terminologie şi uz stratigrafic o considerăm actualmente ca foarte utilă în corelări stratigrafice. Nu de mult (1975, p. 28) noi am propus o schemă stratigrafică a depozitelor oligocene din regiunea de mai sus cu scopul de a facilita reprezentarea cartografică a acestora şi corelarea lor cu depozitele similare din alte regiuni. În lucrarea de faţă ne-am fixat ca obiectiv punerea de acord a schemei amintite cu recomandările ghidului internaţional de clasificare, terminologie şi uz stratigrafic.

După cum se ştie, în ghid sînt stabilite 4 unităţi litostratigrafice în cadrul normelor convenţionale de ierarhie litostratigrafică, şi anume: grupul, formaţiunea, membrul şi stratul. Denumirea de strate, utilizată frecvent de diferiţi autori, nu se încadrează în spiritul acestei ierarhii. Stratele pot să aibă grad de membru sau de formaţiune. Denumirea de serie, pe care în schema din 1975 am trecut-o între ghilimele, nu este un termen litostratigrafic, ci unul cronostratigrafic (*Ghidul*, 1972, p. 29).

Dintre cele 4 denumiri de unităţi litostratigrafice, cea de membru ni se pare deocamdată inadecvată limbajului nostru. D. P a t r u l i u s[1] este de părere ca această denumire să fie înlocuită cu cea de subformaţiune. Ţinînd cont de cele arătate pînă acum, schema stratigrafică din 1975 va căpăta forma de mai jos. Avem totodată în vedere şi compararea ei cu termenii litostratigrafici mai vechi.

A. FORMAȚIUNEA DE CLUJ — HUEDIN (GREZO-CALCAROASĂ)

1. Denumirea: provine de la cele două localităţi Cluj—Napoca şi Huedin între care se dezvoltă.

2. Caracterizare litologică generală. Formaţiunea de Cluj — Huedin este constituită predominant din gresii, la care se mai adaugă calcare recifale, gresii calcaroase şi marne grezoase.

3. Considerente de ordin istoric. Depozitele care alcătuiesc această formaţiune au fost descrise de A. K o c h încă din 1874. În 1880 le denumeşte strate de Hoia şi strate de Mera.

4. Stratotipul unităţii de mai sus este compusit şi a fost stabilit pe dealul Hoia de lîngă Cluj-Napoca pentru subformaţiunea inferioară şi pe valea Berecoaia (Mera) pentru cea superioară (V. M o i s e s c u,

[1] Comunicare verbală — octombrie, 1975.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 111–117, BUCUREŞTI, 1978

Schema unităților litostratigrafice ale oligocenului inferior și mediu din regiunea Cluj (nord-vestul Transilvaniei)

Unități geocronologice și cronostratigrafice			Unități litostratigrafice		Unități litostratigrafice după A. Koch (1880) (1883)
Perioadă sau sistem	Epocă sau serie	Vîrstă sau etaj	Formațiune	Subformațiune (= membru)	
Paleogen superior	oligocen mediu (O_2)	rupelian	formațiunea de Topa-Zimbor (argilo-grezoasă cu cărbuni)	subformațiunea de Dîmbu Trifului (argiloasă)	strate de Ticu sensu Koch (1883) (partim)
				subformațiunea de Tetișu (nisipoasă)	
	oligocen inferior (O_1)		formațiunea de Cluj—Huedin (formațiune marină grezo-calcaroasă)	subformațiunea de Mera (grezoasă)	strate de Mera sensu Koch (1880)
				subformațiunea de Hoia (calcaroasă-recifală)	strate de Hoia sensu Koch (1880)
			formațiune marină nedenumită	subformațiunea marnoasă cu briozoare	

1975, pl. I, fig. 2; pl. III, fig. 1; pl. IV, fig. 1—2; pl. XV; pl. XVII, Aa, Ab, E).

5. Descrierea stratotipului este redată în lucrarea din 1975 (p. 34, pl. XVII, Aa, 1; p. 38, pl. XVII, Ab, 4—6; p. 59, pl. XVII, E, 4—21). El are o grosime de 14,25 m și este foarte fosilifer, conținînd peste 200 de specii de nannoplancton, de foraminifere, corali, echinide, moluște, crustacei, pești etc. (V. Moisescu, 1975, p. 34, tab. 4; p. 44, tab. 6; p. 61, tab. 10; p. 66, tab. 11).

6. Întinderea unității prezentate. Formațiunea de Cluj — Huedin se dezvoltă sub forma unei fîșii înguste începînd de la Cordoș (de lîngă Cluj-Napoca) și pînă la Huedin (V. Moisescu, 1975, pl. XV); apare de asemenea în versantul stîng al văii Agrijului. Sub formă de petice se întîlnește pe dealul Hoia și în Valea Peșterii (Hodișu).

7. Variații de grosime și relații stratigrafice. Formațiunea are în general o grosime ce variază între 8 și 18 m. Este situată între subformațiunea marnoasă cu briozoare în bază și subformațiunea de Dîmbu Trifului la partea superioară. Se găsește în relații de continuitate în sedimentare cu formațiunile încadrante.

8. Vîrsta. După asociațiile de micro- și macrofosile pe care le conține, vîrsta formațiunii este oligocen inferioară și medie, limita dintre oligocenul inferior și mediu găsindu-se în interiorul ei.

I. Subformațiunea de Hoia (calcaroasă-recifală).

1. Denumirea : provine de la dealul Hoia, de lîngă orașul Cluj-Napoca.

2. Caracterizare litologică generală. Subformaţiunea de Hoia este constituită predominant din calcare coraligene. Pe alocuri acestea sînt substituite cu faciesuri grezoase cu corali.

3. Considerente de ordin istoric. Depozitele care alcătuiesc această subformaţiune au fost descrise de A. K o c h în 1874. Acelaşi autor le denumeşte, în 1880, strate de Hoia.

4. Stratotipul unităţii de mai sus a fost stabilit de A. K o c h în 1894 (V. M o i s e s c u, 1975, p. 34, pl. XVII, Aa, 1) pe dealul Hoia. Stratotipul din noul profil (V. M o i s e s c u, 1975, p. 38, pl. XVII, Ab, 4—6) este mai acceptabil; el reprezintă în întregime subformaţiunea respectivă. Este un stratotip—unitate. Include de asemenea ambele limite, avînd şi rol de stratotip de limită inferioară şi stratotip de limită superioară.

5. Descrierea stratotipului este prezentată în lucrarea din 1975 (p. 34, pl. XVII, Aa, 1; p. 38, pl. XVII, Ab, 4—6). El are o grosime de 1,80 m şi este foarte fosilifer, conţinînd peste 120 de specii de foraminifere, corali, echinide, briozoare, moluşte, crustacei, peşti etc. (V. M o i s e s c u, 1975, p. 34, tab. 4).

6. Caracterul depozitelor; faciesuri. Depozitele care constituie această subformaţiune sînt de origine recifală; pe lîngă faciesul calcaros-coraligen de tip Hoia (V. M o i s e s c u, 1975, p. 33) mai cuprinde faciesul calcaros cu corali de pe văile Peşterii (V. M o i s e s c u, 1975, p. 39, pl. XVII, L, 1), Treznei (p. 38, pl. XVII, 0, 2) şi Ciumărnei (p. 38, pl. XVII, P, 1) şi faciesurile grezo-calcaroase şi grezo-marnoase cu moluşte, nummuliţi şi corali de pe valea Seaca (Cordoş) (p. 39, pl. XVII, C, 1—2; D, 1—2), valea Berecoaia (p. 41, pl. XVII, E, 1—3), pîriul Poienii (Şardu) (p. 43, pl. XVII, F, 1—2), dealul Acastăilor (Şardu) (p. 48, pl. XVII, G, 1), Aghireşu (p. 48, pl. XVII, H, 1) şi Petrindu (p. 50, pl. XVII, I, 1—2).

7. Întinderea unităţii prezentate. Se dezvoltă sub forma unei fişii înguste cu dese întreruperi, ca şi cu substituiri ale faciesului calcaros-coraligen, începînd de la Baciu pînă la Ciumărna şi de acolo mai departe spre Jibou (V. M o i s e s c u, 1975, pl. XV). Apare de asemenea sub formă de mici petice lîngă Pădurea Mănăştur, pe dealul Hoia, la Cordoş şi pe Valea Peşterii.

8. Variaţii de grosime şi relaţii stratigrafice. Subformaţiunea de Hoia variază între 0,30 şi 1,80 m. Se găseşte în raporturi de continuitate în sedimentare atît cu subformaţiunea marnoasă cu briozoare din bază, cît şi cu subformaţiunea de Mera, supraiacentă. În regiunea Treznea — Ciumărna subformaţiunea de Hoia vine în contact direct cu cea de Curtuiuş.

9. Vîrsta. Conţinutul în nannoplancton, foraminifere şi moluşte atestă vîrsta oligocen inferioară a acestei subformaţiuni. După nannoplancton ea se plasează în zona NP22 (cu *Helicopontosphaera reticulata*) a oligocenului inferior postlattorfian. Subformaţiunea corespunde stratelor de Hoia separate de K o c h în 1880. În schema noastră din 1975 echivalează cu partea inferioară a stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* (pl. XVII, E, 1—3).

II. SUBFORMAȚIUNEA DE MERA (GREZOASĂ)[2]

1. Denumirea provine de la valea Berecoaia, ce trece prin localitatea Mera. 2. Subformațiunea de valea Berecoaia este constituită predominant din gresii, la care se mai adaugă marne grezoase și gresii calcaroase. 3. Depozitele care o alcătuiesc au fost descrise de A. K o c h în 1874. Autorul respectiv le denumește, în 1880, strate de Mera. 4. Stratotipul unității a fost stabilit de A. K o c h în 1894 pe valea Berecoaia (V. M o i s e s c u, 1975, pl. XVII, E, 5—21). El reprezintă subformațiunea în întregime; este un stratotip-unitate și în același timp un stratotip de limită inferioară și de limită superioară. 5. Descrierea stratotipului a fost făcută în lucrarea din 1975 (pl. XVII, p. 43, E, 4—7; p. 52, E, 8; p. 59, E, 9—15; p. 64, E, 16—21). El are o grosime de 12,43 m și este la fel de bogat în fosile ca și stratotipul subformațiunii inferioare. Conține peste 100 de specii de nannoplancton, foraminifere, echinide, moluște, crustacei, pești etc. (V. M o i s e s c u, 1975, p. 44, tab. 6, E, 4—7; p. 54, tab. 9, E, 8; p. 61, tab. 10, E, 9—15; p. 66, tab. 11, E, 16—21). 6. Depozitele au un caracter marin. Ele s-au format într-o mare de mică adîncime, sublitoral-neritică puțin adîncă. Cuprinde mai multe faciesuri, și anume: un facies grezo-calcaros cu moluște, nummuliți și corali (pl.XVII, p. 43, E, 8), un facies grezo-marnos, aproape lipsit de fosile (p. 59, E, 9—15), un facies grezos cu cardiacee (p.64, E, 16) și un facies grezo-calcaros cu moluște și scutele (p. 64, E, 17—21). 7. Subformațiunea de mai sus se dezvoltă ca și cea subiacentă, de la Baciu pînă la Huedin. Sub formă de petice apare pe dealul Hoia și între Sîngeorgiu de Meseș și Bodia (V. M o i s e s c u, 1975, pl. XV). 8. Are o grosime ce oscilează între 7 și 18 m. Se găsește în raporturi de continuitate în sedimentare atît cu subformațiunea de Hoia, cît și cu cea de Tetișu. 9. Conținutul în nannoplancton,

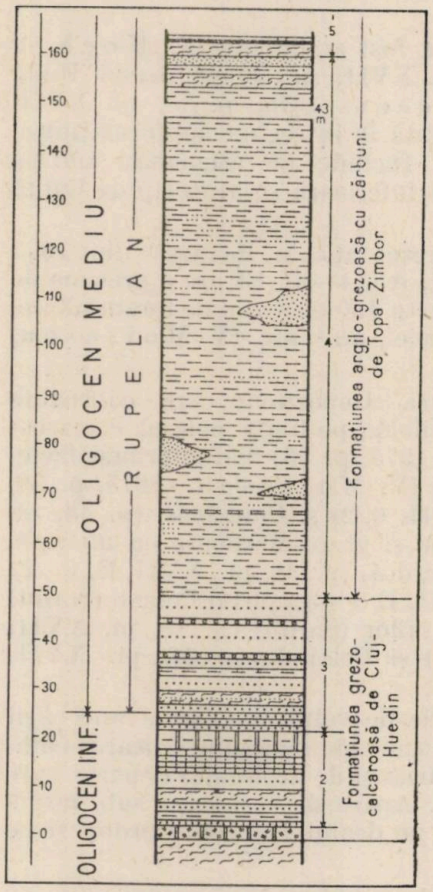


Fig. 1. Coloana litostratigrafică sintetică a formațiunilor și subformațiunilor oligocenului inferior și mediu din regiunea Cluj (NV-ul Transilvaniei).

Formațiunea de Cluj-Huedin (grezo-calcaroasă): 1, subformațiunea de Hoia (calcaroasă-recifală); *2,* subformațiunea de Mera (grezoasă); *3,* subformațiunea de Tetișu (nisipoasă). *Formațiunea de Topa — Zimbor (argilo-grezoasă cu cărbuni): 4,* subformațiunea de Dîmbu Trifului (argiloasă); *5,* subformațiunea de Dîncu — Tămașa (marno-șistoasă cu cărbuni).

[2] Subtitlurile mici vor fi redate mai departe numai prin cifrele 1 la 9.

foraminifere şi moluşte atestă vîrsta oligocen mediu a acesteia. După nannoplancton, subformaţiunea de Mera se plasează prin partea ei inferioară în zona NP22 a oligocenului inferior postlattorfian, iar prin partea medie şi superioară în zona NP23 a rupelianului inferior (E. Martini, V. Moisescu, 1974, p. 30). Subformaţiunea corespunde stratelor de Mera, separate şi denumite astfel de A. Koch în 1880. În schema noastră din 1975 echivalează cu partea superioară a stratelor cu *labyrinthum* şi *Turritella* (pl. XVII, E, 4—8) şi cu o parte din stratele cu *subtrigona* (succesiunea grezo-marnoasă cvasiazoică şi stratele cu *subtrigona* s.s.).

III. SUBFORMAŢIUNEA DE TETIŞU (NISIPOASĂ)

1. Denumirea provine de la localitatea Tetişu de lîngă Huedin. 2. Subformaţiunea de Tetişu este constituită din nisipuri şi gresii slab cimentate, galben-verzui. 3. Depozitele care o compun au fost incluse de A. Koch (1894) la partea inferioară a stratelor de Ticu. 4. Stratotipul unităţii a fost stabilit de noi în versantul stîng al văii Botişului de la Tetişu (1975, p. 74, pl. XVII, K, 10—13; p. 86, K, 14). Este un stratotip-unitate; are şi rol de stratotip de limită inferioară şi superioară. 5. În constituţia lui intră gresii galben-verzui în bancuri masive, în care apar intercalaţii subţiri de marne nisipoase sau gresii marnoase vineţii. Are o grosime de circa 23 m şi este fosilifer numai în bază, conţinînd moluşte salmastre şi resturi de plante. Profilele de pe valea Berecoaia (1975, pl. XVII, p. 65, E, 23—32; p. 85, E, 33—35), de pe dealu Acastăilor (Şardu) (p. 71, G, 16—17; p. 85, G, 18—21), Aghireşu (p. 72, H, 10; p. 86, H, 11), Petrindu (p. 72, I, 10; p. 86, I, 11) şi Petrinzel (p. 72, J, 11—16; p. 86, J, 17) pot servi ca hipostratotipuri ale acestei subformaţiuni. 6. Depozitele au un caracter salmastru în partea inferioară a subformaţiunii şi dulcicol-oligohalin spre partea superioară. Faciesurile fosilifere din baza unităţii sînt foarte variate. Se deosebesc astfel: faciesul de marne nisipoase verzui (1975, pl. XVII, p. 65, E, 23), faciesul de gresii galben-verzui cu *Tympanotonos labyrinthum* şi *Pseudocyrena convexa cuneiformis* (p. 65, E, 25), faciesul de gresii marnoase vineţii-verzui cu resturi de plante (p. 66, E, 31) şi faciesul de calcare marnoase cenuşii-albicioase şi de gresie cenuşie microconglomeratică cu mulaje de moluşte (p. 66, E, 32) de pe valea Berecoaia; faciesul de gresii galben-verzui cu intercalaţii de gresii dure cu cochilii de bivalve tasate (p. 71, G, 16—17) de la Şardu (dealul Acastăilor) şi de gresii galben-verzui cu nivele de marno-calcare (p. 85, G, 18—21); faciesul de gresii gălbui cu intercalaţii de marne vineţii cu resturi de plante (p. 72, H, 10) şi faciesul de gresii galben-verzui în bancuri groase (p. 86, H, 11) de la Aghireşu şi Petrindu (I, 11), ca şi faciesul de marne şi gresii vineţii-verzui cu *Callista* şi *Bayania* (p. 73, J, 11—16) de la Petrinzel. 7. Se dezvoltă sub forma unei fîşii înguste începînd de la SE de Mera şi pînă la Huedin; pe afluenţii de dreapta ai văii Firza atinge 40—50 m grosime (1975, pl. XV). Sub formă de petice apare pe valea Dîncului şi valea Bodiei. 8. Subformaţiunea de Tetişu are o grosime ce variază între 5 şi 50 m. Pe alocuri, aşa cum este între Nădăşelu şi Sînpaul sau între valea Corneştilor şi cea a Unturilor, aceasta nu se mai

observă, probabil din cauza terenului acoperit. Se găsește în relații de continuitate în sedimentare cu subformațiunea de Mera. Limita superioară este probabil diacronă, deoarece se pare că faciesul argilos al subformațiunii de Dîmbu Trifului substituie parțial faciesul grezos al acesteia. 9. Conținutul în moluște atestă vîrsta oligocen medie a acestei unități stratigrafice. În pl. XV (V. Moisescu, 1975) subformațiunea a fost redată împreună cu celelalte două subformațiuni subiacente. Corespunde treimii inferioare a stratelor de Ticu sensu Koch, 1883. În schema noastră din 1975 echivalează cu partea superioară a stratelor cu *subtrigona* s. s., ca și cu succesiunea de gresii galben-verzui.

B. FORMAȚIUNEA DE TOPA-ZIMBOR (ARGILO-GREZOASĂ CU CĂRBUNI)

1. Denumirea provine de la cele două localități Topa Mică și Zimbor unde formațiunea este bine reprezentată. 2. Este constituită predominant din pachete groase de argile roșietice, adesea cu pietrișuri, care se termină cu strate de șisturi argiloase și cărbuni, ca și cu intercalații de gresii. 3. Depozitele care alcătuiesc formațiunea au fost descrise de A. Koch în 1883 și 1894. Ele se cunosc sub numele de strate de Ticu, strate de Cetate, de Zimbor și de Sînmihai. Succesiunea de mai sus îndeplinește condițiile necesare pentru constituirea unei formațiuni. În cuprinsul ei se pot separa 7 subformațiuni, dintre care vom prezenta aici numai pe cea bazală. 4. Stratotipul formațiunii este composit, constînd din însumarea profilelor-tip ale tuturor celor 7 subformațiuni. 5. Formațiunea se întinde pe cea mai mare parte din regiunea Cluj — Huedin — Hida (1975, pl. XV). 6. După conținutul fosilifer aparține oligocenului mediu și superior.

IV. SUBFORMAȚIUNEA DE DÎMBU TRIFULUI (ARGILOASĂ)

1. Denumirea provine de la valea Dîmbu Trifului (V. Moisescu, 1975, p. 98, fig. 4; pl. XV), din cursul superior al văii Arghișului. 2. Este alcătuită predominant din argile roșietice în pachete groase. 3. Depozitele subformațiunii respective sînt situate de A. Koch (1894) în partea inferioară și medie a stratelor de Ticu .4. Un stratotip anume, în care să se distingă o oarecare variație litologică pentru această unitate, nu se poate stabili; depozitele sînt foarte monotone din punct de vedere litofacial și nefosilifere. Cu toate acestea, noi am considerat drept profil-tip al subformațiunii argilele din versantul stîng al văii Dîmbu Trifului. 5. Se dezvoltă sub forma a două fîșii continue, mai mult sau mai puțin dezvoltate. Prima începe de la Baciu și ține pînă la Fildu de Sus și valea Hodișului, iar a doua se întîlnește în versantul stîng al văii Agrijului. Sub formă de petice se mai dezvoltă în versantul drept al văii Someșului Mic (la Mănăștur), pe dealul Hoia, la Cordoș și pe Valea Peșterii (V. Moisescu, 1975, pl. XV). 6. Are o grosime ce variază între 30 și 200 m; în apariția de la Ticu are circa 120—140 m. Se găsește în raporturi de continuitate în sedimentare cu subformațiunea supraiacentă. 7. Vîrsta acesteia se stabilește numai în raport cu vîrsta depozitelor fosilifere între care se încadrează. Subformațiunea revine oligocenului mediu,

deoarece subformaţiunea de deasupra se împarte între oligocenul mediu şi cel superior. Corespunde părţii inferioare şi medii a stratelor de Ticu sensu Koch, 1894. Echivalează cu stratele de Dîmbu Trifului din schema noastră din 1975.

TENTATIVE DE CLASSIFICATION DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L'OLIGOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA RÉGION DE CLUJ (NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE) À LA LUMIÈRE DES RECOMMANDATIONS DU GUIDE INTERNATIONAL DE CLASSIFICATION, TERMINOLOGIE ET USAGE STRATIGRAPHIQUE

RÉSUMÉ

L'auteur considère que les dépôts de l'Oligocène inférieur et de la base du Rupélien, tels qu'ils affleurent dans la région de Cluj, peuvent être groupés dans une seule formation (de Cluj--Huedin), divisible en 3 subformations, à savoir : subformation de Hoia (calcaire-récifale), subformation de Mera (gréseuse) et subformation de Tetişu (sableuse).

Fait suite la formation de Topa—Zimbor (argilo-gréseuse à charbons) dont le premier terme est représenté par la subformation de Dîmbu Trifului (argileuse).

BIBLIOGRAFIE

Hedberg D. Hollis (1970), *Preliminary Report on Lithostratigraphic Units*, Intern. Geol. Congr., Intern. Subcommission on Stratigr. Classification, Report No 3, Montreal, Canada.

Koch A. (1874), *Adatok Kolozsvár vidéke földtani képzödményeinek pontosabb ismeretéhez*, Földt. Közl., **IV**, Budapest.

— (1880), *Über das Tertiär Siebenbürgens*, N. Jb. f. Min. Geol. u. Paläont., **I**, Stuttgart.

— (1883), *Bericht über die im Klausenburger Randgebirge und in dessen Nachbarschaft im Sommer 1882 ausgeführte geologische Special-Aufnahme*, Földt. Közl., **XIII**, *1*, Budapest.

— (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, I. Theil. Paläogene Abtheilung*, Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol., Anst., **X**, *6*, Budapest.

Martini E., Moisescu V. (1974), *Nannoplankton-Untersuchungen in oligozänen Ablagerungen zwischen Cluj und Huedin (NW Siebenbürgisches Becken, Rumänien)*, N. Jb. Geol. Paläont. Mh. *1*, Stuttgart.

Moisescu V. (1975), *Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen-inferioare din regiunea Cluj—Huedin — Românaşi (NV-ul Bazinului Transilvaniei)*, An. Inst. geol., geofiz., **XLVII**, Bucureşti.

* * * (1972), *An International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Usage*, Intern. Subcommis. on Stratigr. Classification, Report No 7, Universitetsforlaget, Oslo.

Primit în redacţie la 14 iulie 1976

Institutul de geologie şi geofizică, Bucureşti

STUDIUL PECTINIDELOR BADENIENE DIN NORD-ESTUL PLATFORMEI MOLDOVENEȘTI

DE

EUGEN NICORICI, BICA IONESI

Prezența badenianului („tortonianului") pe dreapta Prutului este semnalată pentru prima dată de I. Simionescu (1897), într-un profil dintre Mitoc și Crasnaleuca. Autorul atribuie acestui etaj depozitele cuprinse între cretacic și sarmațian, reprezentate prin calcare nisipoase, calcare cu *Lithothamnium* ce conține numeroase pectinide (*Pecten elegans* Andrz., *P. substriatus* Hoern.) și marne calcaroase vinete.

În 1901, I. Simionescu descrie și figurează, din depozitele badeniene din nordul Moldovei, 2 specii de brahiopode și 5 specii de pectinide (*Pecten elegans* Andrz., *P. lilli* Pusch., *P. neumayri* Hilb., *P. gloriamaris* Dub. și *P.* cf. *posthuma* Hilb.).

În 1902, I. Simionescu a descris depozitele badeniene, care aflorează pe dreapta Prutului, între Ivăncăuți și Mitoc. Autorul arată că badenianul se așterne transgresiv peste cretacic, transgresiunea fiind marcată, între Rădăuți și Mitoc, de conglomerate cu silexuri, înlocuite spre vest prin gipsuri (între Ivăncăuți și Cuzlău), peste care urmează calcare compacte cu *Lithothamnium* sau calcare vinete compacte (peste gipsuri), apoi marne și calcare marnoase, iar la partea superioară se dispun marne cu *Pecten*. Pe arealul de apariție a badenianului sînt date descrieri amănunțite ale succesiunii depozitelor, cum sînt cele de la Ivăncăuți și Cuzlău, cotul Zamca (în aval de Miorcani și Crasnaleuca), însoțite și de secțiuni. Secțiunea cea mai completă, în care se poate urmări succesiunea de la cretacic la sarmațian, este cea de la Crasnaleuca, din dreptul fostului pichet 51 bis.

Vîrsta depozitelor este precizată pe baza asociației cu *Ostrea digitalina* Eichw., *Pecten substriatus* Hoern., *P. neumayri* Hilb., *P. gloriamaris* Dub., *P. elegans* Andrz., *P. lilli* Pusch, *P.* cf. *posthuma* Hilb., *Isocardia* sp., *Cerithium* sp., *Clypeaster* sp., *Megerlea truncata* Gmel. și *Argiope squamata* Eichw., la care se adaugă o serie de specii de foraminifere, determinate de Schubert (de la Institutul geologic din Viena). Această faună provine din complexul calcaros-marnos cu *Lithothamnium*. Din cimentul conglomeratelor cu silexuri se semnalează valve de *Pecten*, fragmente de *Ostrea* și *Cerithium*.

Aflorimentele cu depozite badeniene, de pe dreapta Prutului, sînt prezentate (după datele lui I. Simionescu) și de către G. Macovei și I. Atanasiu (1929), dar nu se aduc nici un fel de completări.

În 1950, I. Atanasiu și N. Macarovici arată că depozitele badeniene, ce aflorează în malul Prutului, însumează o grosime de 20—25 m, fiind reprezentate prin 3 faciesuri diferite: 1) faciesul

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 119—132, BUCUREȘTI, 1978

cu gipsuri, 2) faciesul calcaros, constituit în cea mai mare parte din calcare cu *Lithothamnium* şi 3) faciesul argilo-marnos cu foraminifere, ce înlocuieşte spre vest primele două faciesuri. Fauna este menţionată în întregime după lista dată de I. Simionescu (1902).

În 1958, N. Macarovici şi P. Jeanrenaud ajung la concluzia că badenianul din nordul Moldovei este reprezentat prin 2 faciesuri: 1) faciesul cu gipsuri în bază şi 2) faciesul calcaros-marnos cu *Lithothamnium*, înlocuit spre sud şi vest printr-un facies bogat în

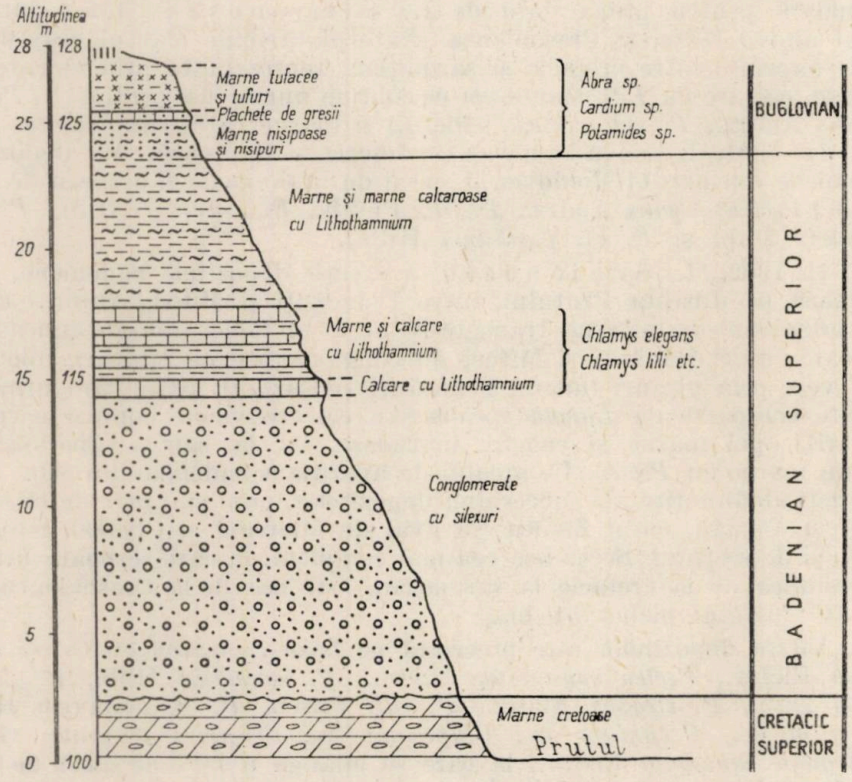


Fig. 1. — Secţiune geologică în malul Prutului — Crasnaleuca.

foraminifere. În ce priveşte fauna, la asociaţia dată de I. Simionescu, autorii adaugă specia *Lucina borealis* L.

În 1961, C. Gheorghiu şi colab., pe baza studiului unor foraje şi a deschiderilor naturale, arată că depozitele badeniene, din nordul Moldovei, sînt reprezentate în bază printr-un facies cu gipsuri sau prin conglomerate cu silexuri şi nisipuri silicioase, acoperite de un complex marno-calcaros cu *Lithothamnium*. După părerea autorilor, grosimea depozitelor badeniene este mult mai mare decît aprecierile făcute anterior. Astfel, numai gipsurile ating, în apropiere de Darabani, 25 m grosime, iar depozitele în facies nisipos-conglomeratic însumează, între

Miorcani și Rădăuți—Prut, o grosime maximă de circa 20 m. În privința faunei, din nisipurile silicioase se semnalează, pentru prima dată, exemplare de *Scutella stelata* Agasiz, *Pectunculus obovatus* Lamk., *P. deshayesi* Mayer și *Pitar (Calista) pedemontana* Agasiz.

Din cele relatate reiese că cercetările efectuate, după 1902 și pînă în prezent, au adus puține date noi asupra faunei badeniene, iar pecti-

Tabelul nr. 1

Răspîndirea geografică și stratigrafică a pectinidelor badeniene din nordul Platformei Moldovenești, în cadrul depozitelor badeniene ale Paratethysului

Nr. crt.	Răspîndire / Denumirea specii lor	România												Ucraina	Polonia	Austria	Ungaria	Bulgaria	Badenian inferior	Badenian superior
		Platforma Moldovenească	V. Depres. Transilvaniei	Bazinul Baia Mare	Bazinul Șimleu	Bazinul Beiuș	Bazinul Zărand	Culoarul Mureșului	Bazinul Streiului	Bazinul Caransebeș	Bazinul Mehadiei	V. Depresiunii Getice								
1	*Chlamys elegans* (Andrz).	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
2	*Chlamys lilli lilli* (Pusch)	+		+	+	+								+	+	+	+		+	+
3	*Chlamys lilli biradiata* (Quitzow)*	+												+	+					+
4	*Chlamys lilli depereti* Friedberg *	+																		+
5	*Chlamys wolfi* (Hilber)*	+												+				+		+
6	*Chlamys scissa wulkae* (Hilber)*	+												+	+		+			+
7	*Chlamys scissa richthofeni* (Hilber) *	+												+	+					+
8	*Chlamys scissa kneri* (Hilber)**	+	+				+	+						+	+			+		+
9	*Chlamys multistriata* (Poli)***	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+
10	*Chlamys neumayri* (Hilber)***	+												+		+	+	+		+
11	*Chlamys flava* (Dubois)*	+												+	+	+	+			+
12	*Chlamys* cf. *posthuma* (Hilber)***	+												+	+					+

* forme semnalate pentru prima dată în badenianul din România;

** forme semnalate pentru prima dată în badenianul din nordul Platformei Moldovenești;

*** specii menționate de S i m i o n e s c u (1901,1902) și negăsite de noi.

uidele, de care ne ocupăm în lucrarea de față, sînt cunoscute numai prin speciile menționate de I. Simionescu (1901, 1902).

Materialul colectat (în numeroase exemplare) de către unul dintre noi (Bica Ionesi), din aflorimentele fosilifere din cariera Miorcani și de la Crasnaleuca (cotul Grimești), și anume din cuprinsul complexului calcaro-marnos cu *Lithothamnium*, ne-au permis să aducem unele contribuții asupra cunoașterii pectinidelor, care ocupă un loc dominant în asociația badeniană din nordul Moldovei. În afară de pectinide, în punctele menționate, am găsit doar cîteva fragmente indeterminabile de *Ostrea*.

Cu această ocazie, considerăm necesar să arătăm că secțiunea cea mai completă, prezentată de I. Simionescu în 1902 (redată ulterior și de alți cercetători), în malul Prutului, spre nord-vest de localitatea Crasnaleuca (în dreptul fostului pichet 51 bis), nu mai poate fi identificată, fiind acoperită de vegetație. În schimb, există aflorimente bune, puțin mai în aval, în cotul Grimești, spre sud de Crasnaleuca, în dreptul fostului pichet 53. Succesiunea vizibilă în aceste aflorimente o redăm în figura 1.

Rezultatele obținute, în urma determinării pectinidelor de către unul dintre noi (E. Nicorici), au dus la identificarea a încă 7 forme încît în prezent din badenianul din nordul Platformei Moldovenești se cunosc 13 specii și subspecii, dintre care 6 sînt noi pentru badenianul din România (tabelul nr. 1). Menționăm că în acest tabel am inclus și speciile nefigurate de I. Simionescu, și anume: *Pecten* cf. *posthuma*, descris foarte sumar, *Pecten substriatus*, semnalat numai în lista din textul lucrărilor din 1897 și 1902, cît și *Pecten gloriamaris* (= *Chlamys multistriata*). Revizuirea acestor specii n-a putut fi făcută după colecția lui I. Simionescu (1901), care se găsește la Laboratorul de geologie al Universității „Al. I. Cuza" Iași, deoarece, cu excepția speciei *Chlamys elegans*, celelalte pectinide lipsesc.

Clasa: BIVALVIA

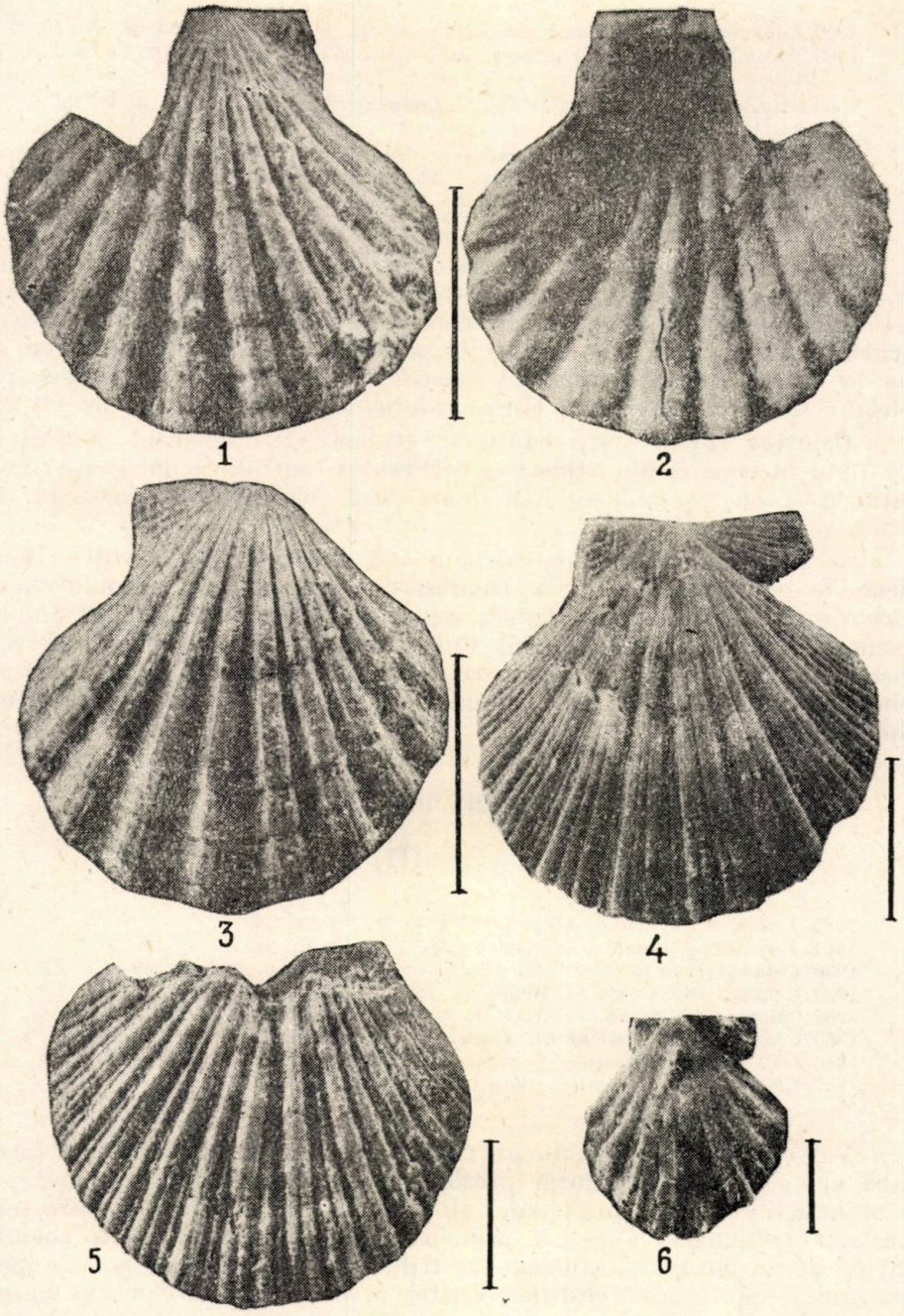
Familia: PECTINIDAE

Genul: Chlamis (Bolten, 1798) Röding, 1798

Chlamys elegans (Andrzejowky)

pl. I, fig. 1—3; pl. III, fig. 1—4

1901 *Pecten elegans* Andrz. — Simionescu, p. 6, pl. 1, fig. 4.
1936 *Chlamys (Aequipecten) elegans* Andrz. — Friedberg, p. 225, pl. 37, fig. 11; pl. 38, fig. 1—6.
1936 *Chlamys (Aequipecten) elegans* Andrz. — Paucă, p. 202, pl. 4, fig. 1, 5.
1939 *Chlamys elegans* Andrezejowski — Roger, p. 111, pl. 14, fig. 4—6.
1951 *Chlamys seniensis* Lamarck var. *elegans* Andrzejowski — Korobkov, p. 47, pl. 1, fig. 10.
1955 *Chlamys seniensis* Lamarck var. *elegans* Andrzejowski — Moisescu, p. 106, pl. 7, fig. 5, 6.



Planșa I

Fig. 1—3. *Chlamys elegans* (Andrzejowsky), Miorcani.
Fig. 4. — *Chlamys scissa wulkae* (Hilber), Miorcani.
Fig. 5. — *Chlamys scissa kneri* (Hilber), Miorcani.
Fig. 6. — *Chlamys scissa richthofeni* (Hilber), Miorcani.

1957 *Chlamys scabrella* (Lam.) var. *elegans* Andrz. — Krach, p. 343, pl. 49, fig. 7, 8.
1960 *Chlamys (Aequipecten) elegans* (Andrzejowsky) — Kojumdgieva, p. 68, pl. 23, fig. 2—4.
1960 *Chlamys elegans* (Andrzejowsky) — Csepreghy-Meznerics, p. 19, pl. 11, fig. 9—16; pl. 12, fig. 1.
1968 *Chlamys elegans* (Andrzejowsky) — Hinculov, p. 87, pl. 8, fig. 2, 3.
1973 *Chlamys elegans* (Andrzejowsky) — Nicorici și Sagatovici, p. 130, pl. 4, fig. 4—7; pl. 5, fig. 1—6; pl. 6, fig. 1,2.

Ca aspect general, *Ch. elegans* se aseamănă într-o oarecare măsură cu *Ch. seniensis* Lamk. (=*scabrella* Lamk.), față de care se distinge mai ales prin numărul mai redus al coastelor radiare, care la *Ch. elegans* niciodată nu depășește 13 coaste (în cele mai frecvente cazuri avînd 11 sau 12 coaste), pe cînd numărul coastelor la *Ch. seniensis seniensis* și la celelalte subspecii (*lomnickii* Hilber, *niedwiedzkii* Hilber) este de 15—22.

Chlamys elegans este cantonat exclusiv în cuprinsul depozitelor de vîrstă badeniană din ariile Paratethysului central, făcînd parte dintre puținele specii de moluște care marchează începutul badenianului inferior.

Pe teritoriul României specia a fost întîlnită în depozitele badeniene de pe rama vestică a Depresiunii Transilvaniei (Moldovenești, Gîrbova de Sus), Bazinul Sighet, regiunea Baia Mare, Bazinul Șimleu, Bazinul Beiuș, Bazinul Zărand, Culoarul Mureșului (Lăpugiu de Sus, Coștei), Bazinul Streiului (Buituri), Bazinul Mehadiei, Bazinul Caransebeș, bordura vestică a Depresiunii Getice (Ilovăț) și nordul Platformei Moldovenești.

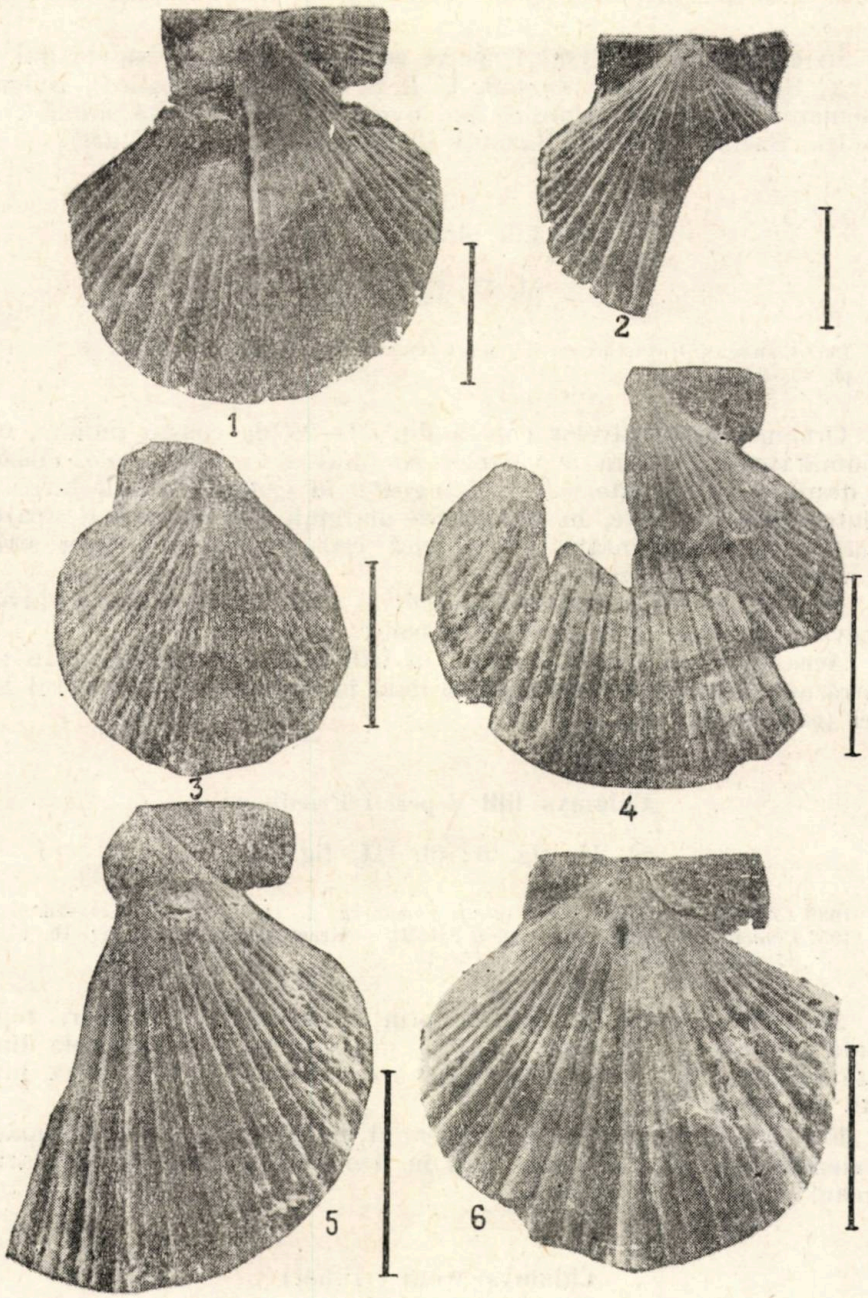
Chlamys lilli lilli (Pusch)

pl. II, fig. 3; pl. III, fig. 6, 7

1882 *Pecten lilli* Pusch — Hilber, p. 23, pl. 2, fig. 29, 30.
1901 *Pecten Lilli* Pusch — Simionescu, p. 7, pl. 2, fig. 6, 7.
1936 *Chlamys (Flexopecten) Lilli* Pusch — Friedberg, p. 241, pl. 40, fig. 7—13.
1939 *Chlamys lilli* Pusch — Roger, p. 189, pl. 19, fig. 7—20.
1957 *Chlamys lilli* Pusch — Krach, p. 336, pl. 47, fig. 11—17; pl. 48, fig 1—4.
1960 *Chlamys (Manupecten) lilli* (Pusch) — Kojumdgieva, p. 171, pl. 24, fig. 5.
1960 *Chlamys lilli* (Pusch) — Csepreghy-Meznerics, p. 24, pl. 16, fig. 13.
1967 *Chlamys lilli* (Pusch) — Krach, p. 219, pl. 6, fig. 1—6.

Valvele acestei specii au un contur aproape circular, o convexitate slabă și egală. Ornamentația prezintă o mare variabilitate, exprimată în numărul coastelor principale, structura ramificației lor și caracterul coastelor secundare. Coastele principale din zona mediană a cochiliei sînt de obicei bifurcate, sau mai rar trifurcate. Pe intervale pot să apară una sau cîteodată două costule. Coastele laterale ale valvelor sînt simple. Ornamentația secundară, vizibilă mai ales pe intervale, este reprezentată prin striuri fine atît radiare, cît și concentrice.

Ch. lilli lilli se aseamănă cu *Ch. scissa scissa*, de care se deosebește printr-un număr mai mare de coaste care se ramifică rapid.



Planșa II

Fig 1, 2. — *Chlamys wolfi* (Hilber), Miorcani.
Fig. 3. — *Chlamys lilli lilli* (Pusch), Miorcani.
Fig. 4, 5. — *Chlamys lilli biradiata* (Quitzow), Miorcani.
Fig. 6. — *Chlamys lilli depereti* Friedberg, Miorcani.

În cadrul Paratethysului specia este răspîndită în badenianul din Austria, Ungaria, Polonia de sud, U. R. S. S. (Ucraina vestică), Bulgaria şi România (nordul Platformei Moldoveneşti, vestul Depresiunii Transilvaniei, Bazinul Şimleu, Bazinul Beiuş, Bazinul Baia Mare).

Chlamys lilli biradiata (Quitzow)

pl. II, fig. 4, 5

1957 *Chlamys lilli* (Pusch) var. *biradiata* (Quitzow) — Krach, p. 339, pl. 47, fig. 1—4; pl. 49, fig. 1, 2.

Ornamentaţia valvelor constă din 24—28 de coaste radiare, care în jumătatea inferioară a valvelor se bifurcă în părţi egale. Coastele sînt despărţite prin intervale mai înguste, în general neegale între ele. Pe intervalele mai late, în apropierea marginii paleale, uneori apare o costulă fină. Ornamentaţia concentrică este reprezentată prin striuri mai vizibile pe intervale.

Faţă de specia nominativă, *biradiata* are o convexitate a valvelor cu ceva mai pronunţată şi coastele constant bifurcate.

Această formă este răspîndită în badenianul din Polonia. În ţara noastră este semnalată pentru prima dată în badenianul din nordul Moldovei (cariera Miorcani).

Chlamys lilli depereti Friedberg

pl. II, fig. 6; pl. III, fig. 8,9

1936 *Chlamys lilli* Pusch var. *depereti* Friedberg, p. 243, pl. 40, fig. 14—16.
1957 *Chlamys lilli* Pusch var. *depereti* Friedb. — Krach, p. 338, pl. 46, fig. 16, 17; pl. 47, fig. 5—10; pl. 48, fig. 5, 7—10.

Această subspecie se remarcă prin ornamentaţia valvelor, reprezentată prin 22—24 de coaste inegale, puţin divizate. Intervalele dintre coaste au lăţimi diferite; pe ele apare o ornamentaţie concentrică, întretăiată de striuri fine radiare.

Forma este răspîndită în badenianul din Polonia. În ţara noastră am identificat-o pentru prima oară în depozitele badeniene din cariera Miorcani şi de la Crasnaleuca.

Chlamys wolfi (Hilber)

pl. II, fig. 1, 2

1882 *Pecten wolfi* Hilber, p. 28, pl. 3, fig. 14. 15.
1936 *Chlamys (Flexopecten) wolfi* Hilb. — Freidberg, p. 246, pl. 41, fig. 5—7; pl. 42, fig. 1.
1939 *Chlamys wolfi* Hilb. — Roger, p. 193, pl. 19, fig. 21—22.

1957 *Chlamys scissa* (Favre) var. *wolfi* (Hilb.) — Krach, p. 333, pl. 46, fig. 5, 6, 8.
1960 *Chlamys (Manupecten) wolfi* (Hilber) — Kojumdgieva, p. 72, pl. 25, fig. 6.
1967 *Chlamys scissa wolfi* (Hilb.) — Krach, p. 218, pl. 7, fig. 15, 16.

Valva dreaptă are circa 32 de coaste, dintre care unele sînt mai dezvoltate. Rar și numai în spre marginea paleală pe intervale apar costule. Ornamentația concentrică, reprezentată prin striuri, este bine vizibilă pe intervale.

Valva stîngă se deosebește de cea dreaptă prin alternanța unor coaste mai groase cu altele mai subțiri și prin ornamentația concentrică mai puternică, care conferă coastelor un aspect perlat.

I. Simionescu (1901) a încadrat nejustificat această specie în *Ch. neumayri*, cu care *wolfi* într-adevăr se aseamănă, însă de care se deosebește prin coastele sale mai puțin numeroase.

Specie cunoscută din badenianul din Polonia și U. R. S. S. (Ucraina vestică). În România n-a fost semnalată pînă în prezent. Exemplarele atribuite de noi acestei specii provin din cariera Miorcani.

Chlamys scissa wulkae (Hilber)

pl. I, fig. 4; pl. III, fig. 5

1882 *Pecten wulkae* Hilber, p. 22, pl. 2, fig. 24—26.
1936 *Chlamys scissa* Favre var. *Wulkae* Hilb. — Friedberg, p. 239, pl. 40, fig. 6.
1957 *Chlamys scissa* (Favre) var. *wulkae* (Hilb.) — Krach, p. 331, pl. 45, fig. 5—7, 9, 11; pl. 46, fig. 1; pl. 49, fig. 3.
1960 *Chlamys scissa wulkae* Hilber — Csepreghy-Meznerics, p. 34, pl. 35, fig. 7—9.
1967 *Chlamys scissa wulkae* (Hilber) — Krach, p. 217, pl. 6, fig. 10—12, 18, 19.

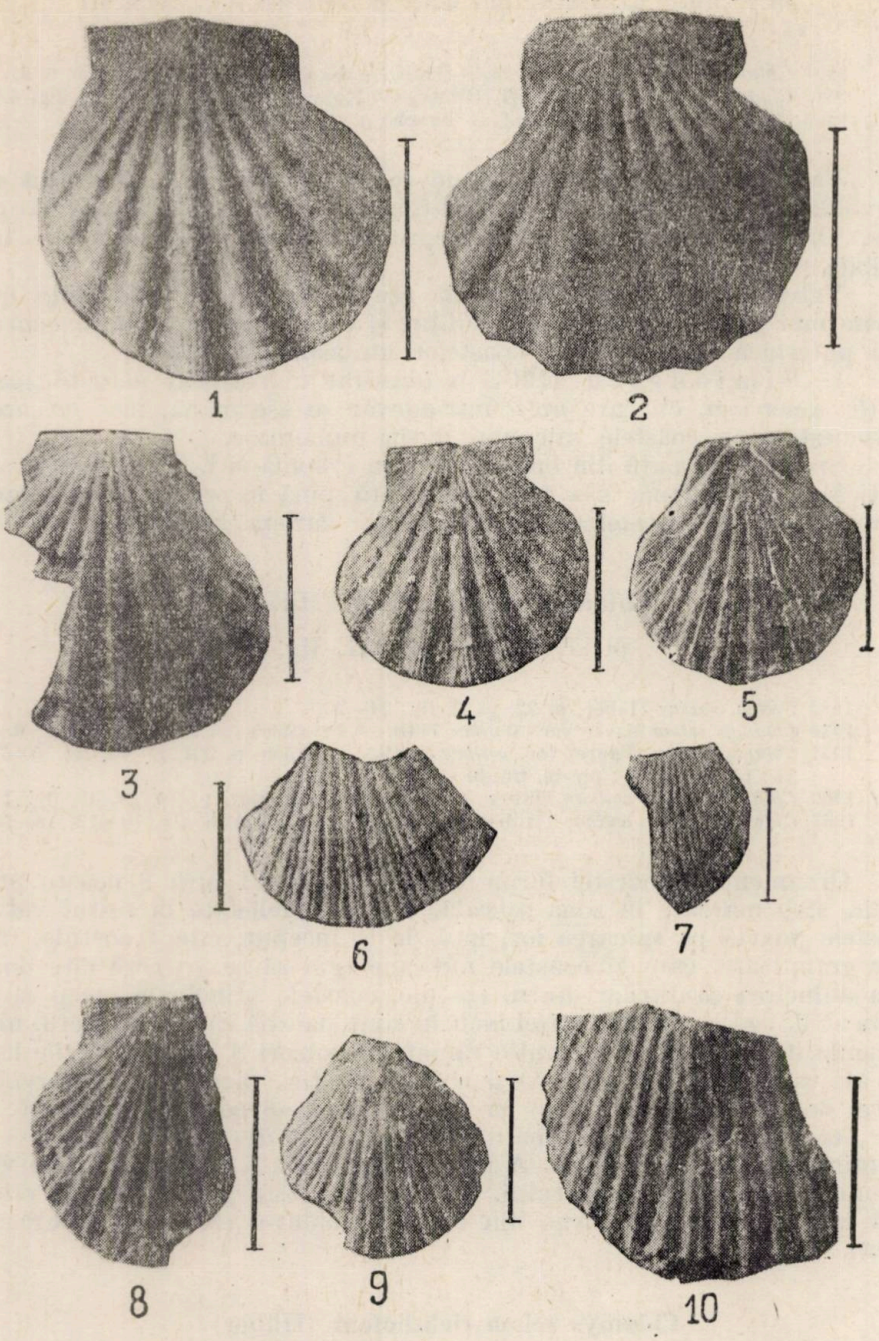
Ornamentația acestei forme este reprezentată prin 8 coaste principale, slab marcate în zona apicală, dar bine reliefate în restul valvei. Coastele poartă pe spinarea lor, încă de la început, cîte 4 costule, fine, ușor granuloase, care la coastele mediane tind să se grupeze cîte două. Prin adîncirea șanțurilor dintre costule, coastele principale încep la un moment dat să se dividă, astfel încît în zona paleală capătă aspectul unor fascicule, formate din mai multe ramuri, de obicei 3 sau 4. Părțile laterale ale valvei prezintă cîte 5—6 costule subțiri, noduloase. Intervalele dintre coastele principale sînt prevăzute cu 1—3 costule noduloase.

Această formă este răspîndită în badenianul diu Polonia, U. R. S. S. (Ucraina vestică) și Ungaria. A mai fost semnalată și în depozitele vindoboniene din valea Eufratului. În România este găsită pentru prima oară în depozitele badeniene din nordul Moldovei (Miorcani și Crasnaleuca).

Chlamys scissa richthofeni (Hilber)

pl. I, fig. 6

1882 *Pecten richthofeni* Hilber, p. 30, pl. 3, fig. 19; pl. 4, fig. 1.
1957 *Chlamys scissa* (Favre) var. *richthofeni* (Hilb.) — Krach, p. 330, pl. 45, fig. 1—4.
1967 *Chlamys scissa richthofeni* (Hilb.) — Krach, p. 218, pl. 7, fig. 1—7.



Planșa III

Fig. 1—4. — *Chalmys elegans* (Andrzejowsky), Crasnaleuca.
Fig. 5. — *Chlamys scissa wulkae* (Hilber), Crasnaleuca.
Fig. 6, 7. — *Chlamys lilli lilli* (Pusch), Crasnaleuca.
Fig. 8, 9. — *Chlamys lilli depereti* Friedberg, Crasnaleuca.
Fig. 10. — *Chlamys flava* (Dubois), Crasnaleuca.

Atribuim acestei subspecii o valvă mică, colectată din badenianul de la Miorcani. Valva este ornamentată cu 8 coaste late, rotunjite cu aspect de pliuri. Întreaga suprafață a valvei este brăzdată de striuri radiate dese.

Se deosebește de *Ch. scissa scissa*, mai ales, prin aspectul coastelor, precum și prin striațiunea longitudinală extrem de evidentă. Acest din urmă caracter o apropie într-o oarecare măsură de subspecia *resurectus* Hilber.

Această formă este răspîndită în depozitele badeniene din Polonia și U. R. S. S. (Ucraina vestică). În țara noastră o semnalăm pentru prima dată.

Chlamys scissa kneri (Hilber)

pl. I, fig. 5

1882 *Pecten kneri* Hilber, p. 29, pl. 3, fig. 16.
1936 *Chlamys (Flexopecten) kneri* Hilb. — Friedberg, p. 247, pl. 41, fig. 9.
1939 *Chlamys kneri* Hilber — Roger, p. 192, pl. 19, fig. 23, 24.
1957 *Chlamys scissa* (Favre) var. *kneri* (Hilber) — Krach, p. 334, pl. 45, fig. 8, 10, 12; pl. 46, fig. 4, 7, 9—15; pl. 48, fig. 16.
1960 *Chlamys (Manupecten) lilli* var. *kneri* (Hilber) — Kojumdgieva, p. 72, pl. 25, fig. 4, 5.
1967 *Chlamys scissa kneri* (Hilb.) — Krach, p. 219, pl. 6, fig. 7—9; pl. 7, fig. 12—14.
1973 *Chlamys lilli kneri* (Hilber) — Nicorici și Sagatovici, p. 135, pl. 10, fig. 1—3.

Suprafața valvelor prezintă circa 15 coaste radiare, dintre care 7—8 sînt mai bine dezvoltate, alternînd cu coaste subțiri, apărute prin intercalație. Coastele principale în zona marginii paleale se bifurcă. Ornamentația secundară a valvelor constă din striuri fine și dese longitudinale, întretăiate de striuri concentrice.

Această subspecie se deosebește de *Ch. wolfi* prin numărul mai mic de coaste radiare și printr-o ornamentație secundară mai fină. I. Simionescu o încadrează la *Ch. neumayri*, care are însă coastele mai numeroase, mai fine și mai netede.

Ch. scissa kneri este cunoscută din badenianul din U. R. S. S. (Ucraina de vest), Polonia, Bulgaria și România (Minișu de Sus, Lăpugiu de Sus, Gîrbova de Sus, Miorcani).

Chlamys flava (Dubois)

pl. III, fig. 10

1936 *Chlamys (Aequipecten) flava* Dubios — Friedberg, p. 231, pl. 39, fig. 4—7.
1939 *Chlamys flava* Dubois — Roger, p. 146, pl. 21, fig. 10 a—b.
1960 *Chlamys flava* (Dubois) — Csepreghy-Meznerics, p. 29, pl. 19, fig. 7, 8.

Din această specie deținem doar un fragment de valvă, provenit din badenianul de la Crasnaleuca. Examinarea lui indică o convexitate foarte slabă și o ornamentație reprezentată prin coaste înguste, rectan-

gulare în secțiune, despărțite prin spații la fel de largi ca și coastele. Ultimul caracter arată că fragmentul respectiv aparține unei valve drepte; valva stîngă are intervalele mai înguste decît coastele. În apropierea marginii paleale coastele au o ușoară tendință de divizare. Numărul coastelor, după W. Friedberg, este de 35—45.

Această specie badeniană este răspîndită numai în domeniul Paratethysului (Polonia, Ucraina vestică, Austria, Ungaria România). *Ch. flava* constituie o noutate pentru fauna de pectinide din România.

*

În afară de cele 9 forme descrise mai sus, în badenianul din nordul Moldovei, I. Simionescu (1901, 1902) mai menționează prezența speciilor *Ch. gloriamaris* (=*Ch. multistriata*), *Pecten substriatus* (=*Ch. multistriata*), *Ch. neumayri* și *Ch. posthuma*, pe care noi nu am reușit să le găsim.

Din examinarea răspîndirii geografice a pectinidelor badeniene din nordul Moldovei, rezultă că ele aparțin provinciei paleobiogeografice Polono-vest-ucraineană, caracterizată printr-o asociație bogată și interesantă de moluște. În cadrul faunei de pectinide din această zonă se remarcă diversificarea rapidă în badenianul superior a cîtorva specii, îndeosebi *Ch. lilli* și *Ch. scissa*, fapt care imprimă întregii asociații de moluște din bioprovincia Polono-vest-ucraineană o notă aparte. Aceste interesante specii și subspecii, dintre care multe sînt endemice, au fost studiate și puse în evidență pentru prima oară de V. Hilber (1882). Ulterior, studiul lor a fost reluat de alți autori ca W. Friedberg (1936), W. Krach (1957, 1967) etc.

În asociația de pectinide din nordul Moldovei formele din grupul *Ch. lilli* și *Ch. scissa* predomină numeric. În afară de ele, se mai poate socoti ca fiind frecventă și *Ch. elegans*, o specie extrem de răspîndită în badenianul Paratethysului central.

Examinînd asociația de pectinide din nordul Moldovei, frapează lipsa unor forme, ca *Pecten aduncus*, *Flabellipecten besseri* etc., specii proprii faciesului calcarelor cu *Lithothmnium* din țara noastră (Transilvania, Banat, vestul Olteniei). Aceste specii, caracteristice badenianului din Paratethysul central, se găsesc și în badenianul din Polonia de sud și U. R. S. S. (Ucraina de vest). Din cele arătate rezultă că Moldova de nord a reprezentat de fapt o zonă marginală a paleobioprovinciei poloneze și vest-ucrainene, zonă în care au pătruns doar cîteva elemente specifice Europei centrale (*Ch. elegans*, *Ch. flava*, *Ch. multistriata* etc.). Restul faunei de pectinide, în majoritatea cazurilor, are un caracter endemic (*Ch. scissa wulkae*, *Ch. scissa richthofeni*, *Ch. lilli depereti* etc.).

Din punct de vedere biostratigrafic, majoritatea formelor întîlnite în badenianul din malul Prutului sînt forme caracteristice badenianului superior din U. R. S. S. (Ucraina vestică) și din Polonia. Excepție face *Ch. elegans*, precum și *Ch. multistriata*, forme care au o largă răspîndire în cadrul badenianului din Paratethysul central.

ÉTUDE DES PECTINIDES BADÉNIENNES DU NORD-EST DE LA PLATE-FORME MOLDAVE

RÉSUMÉ

Les dépôts badéniens supérieurs du nord de la Moldavie sont représentés par deux faciès : 1. faciès aux gypses à la base, 2. faciès calcareux-marneux à Lithothamnium, remplacé vers le sud et l'ouest par un faciès argileux-marneux riche en foraminifères.

Les Pectinides étudiées ont été collectionnées dans les affleurements de la rive droite du Prut, près des localités Miorcani et Crasnaleuca.

On a identifié et décrit 9 formes de Pectinides (voir tableau), parmi lesquelles il y a 6 espèces nouvelles pour la faune des Pectinides badéniennes de Roumaine. Simionescu (1901, 1902) avait encore mentionné dans ces dépôts les espèces : *Pecten gloria-maris* (=*Chlamys multistriata*), *Pecten substriatus* (= *Ch. multistriata*), *Chlamys neumayri*, *Chlamys* cf. *posthuma*, qui n'ont plus été retrouvées dans la Collection de Simionescu à l'Université de Iași.

Les Pectinides badéniennes du nord de la Moldavie présentent de grandes affinités avec les associations de Pectinides badéniennes du sud de la Pologne ainsi qu'avec celles de l'ouest de l'Ukraine. Remarquables par leur diversité pendant le badénien supérieur sont les formes du groupe *Chlamys lilli* et *Chlamys scissa*.

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU I., MACAROVICI N. (1950), *Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie*, Ann. Com. Géol. **XXIII**, București.

CSEPREGHY-MEZNERICS ILONA (1960), *Pectinides du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique*, Mém. Soc. Géol. France, **XXXV**, *92*, Paris.

FRIEDBERG W. (1936), *Mollusca miocaenica Poloniae*, p. II, Soc. Geol. Pol., Krakow.

GHEORGHIU C., BÎGU GH., RADU O. (1961), *Date noi cu privire la stratigrafia depozitelor sedimentare din nordul Moldovei, regiunea Rădăuți-Prut — Darabani*, Ann. Univ. „C. I. Parhon", Ser. geol.-geogr., **27**, București.

HILBER V. (1882), *Neue und wening bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän*, Abh. K. K. Geol. R.-A., **7**, H. C., Wien.

HÖRNES M. (1870), *Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien*, Abh. K. K. Geol. R. A. II, Bivalven, **IV**, Wien.

ILIESCU O., HINCULOV A., HINCULOV LUCIANA (1968), *Bazinul Mehadia. Studiul geologic și paleontologic*, Mem. Inst. geol., **IX**, București.

KOJUMDGIEVA EM., STRACHIMIROV B. (1960), *Les fossiles de Bulgarie*, **VII**, *Tortonien*, Acad. des Sciences de Bulgarie, Sofia.

KOROBKOV I. A. (1951), *Molliuski srednego miotena Marmaroșskoi vpadini Zakarpatia*, Leningrad.

KRACH W. (1957), *Przegrzebki (Pectinidae) z miocenu Gornego Slaska*, Acta Geol. Polonica, **VII**, Warszawa.

— (1967), *Matériaux pour la connaissance du Miocène de Pologne*, Ann. Soc. Géol. Pologne, **XXXVII**, *2*, Krakow.

MACAROVICI N., JEANRENAUD P. (1958), *Revue générale du Néogène de Plate-forme de la Moldavie*, Anal. Univ. „Al. I. Cuza", secț. a II-a, **IV**, Iași.

MACOVEI GH., ATANASIU I. (1929), *Geologische Beobachtungen über das Miozän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bucovina und im nördlichen Bessarabien*, An. Inst. geol. Rom., **XIV**, București.

MOISESCU GERTRUDA (1955), *Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri*, Edit. Acad. R. P. R., București.

NICORICI E., SAGATOVICI ALEXANDRA (1973), *Studiul faunei badenian superioare de la Minișu de Sus (Baz. Zărand)*, An. Inst. geol., **XL**, București.

NICORICI E. (1975), *Contribution à la connaissance des Pectinides badéniennes de Roumanie*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Geol.-Geogr., Cluj-Napoca.

PAUCĂ M. (1932), *Le bassin néogène de Beiuș*, An. Inst. Géol. Roum., **XVII**, București.

ROGER J. (1939), *Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe*, Mém. Soc. Géol., France, **40**, Paris.

SIMIONESCU I. (1897), *Ein Profil aus dem nordöstichen Theile der Moldau (Rumänien)*, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, **11**, Wien.

— (1901), *Descrierea citorva fosile terțiare din nordul Moldovei*, Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi, **VI**, București.

— (1902), *Constituția geologică a țărmului Prutului din Nordul Moldovei*, Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi, **VII**, București.

Primit în redacție la 2 iunie 1976

Universitatea „Babeș-Bolyai"
Cluj-Napoca
și
Universitatea „Alexandru I. Cuza"
Iași

CALADACNELE DIN BAZINUL DACIC

DE

IOAN PAPAIANOPOL

În 1917, N. I. Andrusov a utilizat pentru întîia oară denumirea generică de *Caladacna* pentru specia *Adacna steindachneri*, descrisă de S. Brusina (1884) de la Gergeteg din depozite considerate conform schemei stratigrafice actuale drept portaferriene. Cîţiva ani mai tîrziu, N. I. Andrusov (1923) a transcris genul menţionat ca *Kaladanca*, prilej cu care a menţionat că „*Kaladacna* reuneşte deocamdată două specii: *K. steidachneri* Brusina şi *K. escheri* May., cu o foarte frumoasă costaţie de tipul *Cardium fittoni* Orb., dar cu şarniera limitată doar la dinţii mediani" (N. I. Andrusov 1923, Izbranîe trudî, t. II, 1963, p. 499). Caracterele cu totul particulare ale speciilor atribuite de N. I. Andrusov genului *Caladacna* au făcut ca taxonul propus de acesta să nu provoace discuţii contradictorii, fiind aproape în unanimitate acceptat de cercetătorii care au cunoscut lucrările în cauză.

Ulterior, diagnoza genului *Caladacna* a fost mult mai detaliat formulată de L. S. Davitaşvili (1931) şi A. G. Eberzin (1951). Din tot ce s-a scris referitor la caracterele principale ale genului *Caladacna* reiese că trăsăturile esenţiale care individualizează genul *Caladacna* sînt date de costaţia externă şi de şarnieră. La specia tip a genului *(Caladacna steindachneri)*, pe suprafaţa externă se găsesc o serie de coaste principale înalte, între care se dispun coaste intermediare mai joase. La unele specii *(Caladacna escheri)*, coastele intercalare sînt mai slab dezvoltate şi uneori chiar indistincte. Şarniera este constituită numai din dinţii cardinali, doi pe valva dreaptă şi unul pe cea stîngă. Dintele cardinal anterior de pe valva dreaptă este mai mic decît cel posterior şi în unele cazuri aproape în întregime redus.

În literatura geologică referitoare la teritoriul ţării noastre, caladacnele au fost figurate de o serie de autori, ca I. P. Ionescu-Argetoaia (1918, XIII, fig. 4), W. Wenz (1942, pl. 66, fig. 690—692; pl. 71, fig. 742), Elisabeta Hanganu (1966, pl. XXIV, fig. 2), fiind utilizate ori denumirea generică de *Cardium* (I. P. Ionescu-Argetoaia), ori cea de *Caladacna* (W. Wenz, Elisabeta Hanganu).

DESCRIEREA SPECIILOR

Familia **CARDIIDAE** Lamarck, 1819

Subfamilia *DIDACNINAE* Ebersin, 1962

Genul **Caladacna** Andrussow, 1917

Tipul genului: **Adacna steidachneri** Brusina

Caladacna steindachneri (Brusina)

pl. I, fig. 1—6; pl. fig. 1—8; pl. III, fig. 1—6

1884 *Adacna steindachneri;* Brusina, p. 154, pl. XXVIII, fig. 38.
1917 *Kaladacna steindachneri;* Andrusov, pl. II, fig. 22.
1918 *Cardium Steindachneri;* Ionescu Argetoaia, p. 35, pl. XIII, fig. 4.
1931 *Kaladacna steindachneri;* Davitasvili, p. 40, pl. VII, fig. 29—30.
1940 *Limnocardium hemiornatum;* Beregov, p. 371, pl. III, fig. 11—13.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P. 133—142, BUCUREŞTI, 1978

1942 *Caladacna steindachneri;* Wenz, p. 128, pl. 66, fig. 690—692; pl. 71, fig. 742.
1951 *Caladacna steindachneri;* Eberzin, p. 28, pl. V, fig. 8—10.
1951 *Caladacna steindachneri euxinica;* Eberzin, p. 30, pl. V, fig. 11—14.
1951 *Kaladacna steindachneri;* Stevanović, p. 267, pl. IX, fig. 1.
1961 *Caladacna steindachneri;* Stevanović, p. 195, pl. VI, fig. 9—13; pl. VII, fig. 1.
1966 *Caladacna steindachneri;* Elisabeta Hanganu, pl. XXIV, fig. 2.
1974 *Caladacna steindachneri;* Celidze, p. 205, pl. VI, fig. 9—10.

Descrierea

Cochilia de talie mică, mijlocie sau ceva mai mare, bombată şi destul de subţire, cu contur rotunjit sau oval-rotunjit, aproape echilaterală. Umbonele destul de mare, reliefat deasupra marginii cardinale, uşor deplasat către marginea anterioară, costat cu 4—7 coaste principale, între care se observă una sau două coaste intermediare. Marginea anterioară puternic convexă se uneşte de obicei gradat cu marginile învecinate. Uneori, între aceasta şi ramura anterioară a marginii cardinale se poate forma un unghi obtuz-rotunjit. Marginea posterioară, aproape egală cu cea anterioară, este slab arcuată sau aproape dreaptă.

Suprafaţa externă este costată pe întreaga sa întindere. Cîmpul anterior este separat de cel posterior prin coasta care coboară de la umbone în unghiul infero-posterior al valvei. Pe cîmpul anterior se numără 4—7 coaste principale şi 10—14 intermediare, aşa încît numărul total al coastelor de pe acest sector oscilează între 14 şi 19. Coastele principale se individualizează prin înălţimea şi masivitatea lor. Deseori ele sînt ornamentate cu spini, aşa încît la formele bine păstrate coastele capătă un aspect zimţat. Coastele secundare sau intercalare sînt mai subţiri şi mai joase şi deseori lipsite complet de ornamentaţie. Pe cîmpul posterior se găsesc 3—5 coaste care au aproape aceeaşi dezvoltare ca şi coastele de pe cîmpul anterior.

Şarniera valvei drepte cuprinde doi dinţi cardinali, dintre care cel posterior este mai masiv. Cardinalul anterior poate fi în unele cazuri redus aproape în întregime. Pe valva stîngă şarniera este formată dintr-un singur dinte cardinal.

Lunula şi corseletul bine delimitate, alungite şi înguste.

Suprafaţa internă costată. La unele exemplare coastele interne pot pătrunde în zona cavităţii subumbonale. Sanţurile care corespund coastelor principale de pe suprafaţa externă sînt mai adînci decît cele care corespund coastelor secundare.

Impresiunile musculare rotunjite dar destul de slab marcate şi deseori chiar indistincte.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi

Lungimea *(l)*	Înălţimea *(h)*	Convexitatea *(c)*	Raporturi *h/l*	Raporturi *c/h*
Exemplare cu contur rotunjit				
48.0	48.9	19,0	1,02	0,39
34,1	35,5	14,3	1,03	0,40
43,3	41.8	17,4	0,96	0,41
32,7	29,7	12,5	0,90	0,42
41,9	37,0	13,6	0,88	0,38
Exemplare cu contur oval-rotunjit				
35,0	27,2	11,5	0,78	043
37,0	31,6	13,8	0,85	0,44

Observații asupra volumului și variabilității intraspesifice

A. G. Eberzin a separat drept *Caladacna steindachneri euxinica* exemplare care conform autorului menționat se deosebesc de tip prin „conturul rotunjit scurt, grosimea ceva mai mare și umbonele mai înalt și mai masiv"(A. G. Eberzin, 1951, p. 30). După opinia lui G. F. Celidze (1974), la care ne raliem și noi, exemplarele în cauză nu se deosebesc prin nimic esențial de *Caladacna steindachneri* pentru a putea fi separate într-un taxon subspecific independent. În schimb G. F. Celidze (1974) menționează că indivizii figurați de N. I. Andrusov și L. S. Davitașvili, care au un număr mai mare de coaste decît tipul lui S. Brusina și, în consecință, spațiile intercostale mai înguste, ar putea aparține unei alte specii. Nu putem fi de acord cu această părere, deoarece datele din literatură dovedesc că la specia în discuție numărul total al coastelor poate oscila între anumite limite. Este adevărat că pe tipul lui S. Brusina de la Gergeteg pot fi numărate pe cele două cîmpuri 18 coaste, dar P. M. Stevanović (1951, 1961) indică existența la *Caladacna steindachneri* a 5—7 coaste principale și 10—12 secundare pe cîmpul anterior și a 3—4 coaste pe cel posterior, deci posibilitatea ca numărul total al coastelor să ajungă la 23. După opinia noastră nu este util ca exemplarele cu un număr total de pînă la 20 de coaste să fie separate într-un taxon independent, față de cele la care numărul acestora poate să ajungă între 23 și 25. Este evident că în funcție de numărul coastelor, lățimea spațiilor intercostale poate oscila. Alte caractere care variază între anumite limite sînt convexitatea valvelor și dimensiunile absolute ale acestora. De regulă, valvele cu contur rotunjit sînt mai bombate decît cele cu contur oval-rotunjit. La unele exemplare rotunjite înălțimea valvelor este mai mare decît lungimea ei și drept urmare raportul *h/l* devine supraunitar. Asemenea indivizi sînt prezenți și în portaferrianul din Bazinul Pannonic dacă avem în vedere dimensiunile pe care P. M. Stevanović (1961) le dă pentru unele dintre exemplarele măsurate. La valvele cu contur oval-rotunjit sau chiar oval, valoarea raportului *h/l* scade, valvele menținîndu-se însă subechilaterale sau slab inechilaterale. P. M. Stevanović (1961) a indicat posibilitatea ca unele forme de talie mică să poată fi separate sub numele de *Caladacna steindachneri minima*. Noi considerăm că nu trebuie exclusă eventualitatea ca asemenea indivizi, pe care i-am găsit și în Bazinul Dacic, să reprezinte niște forme tinere de *Caladacna steindachneri* (Brusina).

Răspîndirea și vîrsta

Bazinul Pannonic (portaferrian); Bazinul Dacic (ponțian mediu și superior, dacian inferior); Bazinul Euxinic (ponțian mediu și superior, kimmerian inferior).

Caladacna steindachneri controversa ssp. nov.

pl. IV; fig. 1—6

Holotip: nr. 13633 pl. IV, fig. 1, Colecția Institutului de geologie și geofizică, București.

Derivatio nominis: de la latinescul *controversus*.

Locus tipicus: valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova.

Stratum tipicum: nivelul nisipurilor grezoase roşietice cu *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, *L. (T.) olteniae* Ionescu-A getoaia, *Plagiodacna tohanensis* Papaianopol, *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Dreissenomya aperta* (Deshayes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes) de vîrstă ponţian superioară (bosphorian).

Tabelul nr. 1

Distribuţia caladacnelor în bazinele Pannonic, Dacic şi Euxinic

Bazinul Panonnic		Bazinul Dacic		Bazinul Euxinic		Bazinul Pannonic	Bazinul Dacic	Bazinul Euxinic
Strate cu paludine		Dacian	Parscovian	Kimmerian	Panticapean			
					Kamîşburunian			*Caladacna escheri*
			Getian		Azovian		*Caladacna steindachneri*	*Caladacna steindachneri*
Ponţian	Portaferrian Stevanović, 1951	Ponţian	Bosphorian	Ponţian	Superior		*Caladacna steindachneri controversa*	*Caladacna steindachneri*
							Caladacna verecunda	
							Caladacna steindachneri	
	Novorossian Stevanović, 1951		Portaferrian		Mediu	*Caldacna steindachneri*	*Caladacna verecunda*	*Caladacna steindachneri*
			Odessian		Inferior		*Caladacna steindachneri*	

Diagnoza

Valve de dimensiuni medii, convexe, destul de subțiri, inechilaterale cu 17—20 de coaste, dintre care 14—17 pe cîmpul anterior și 2—3 pe cel posterior. Șarniera valvei drepte este constituită din doi dinți cardinali. Pe valva stîngă șarniera conține un singur dinte cardinal.

Descrierea

Cochilii de talie mijlocie, bombate, subțiri, cu contur oval rotunjit. Umbonele reliefat deasupra marginii cardinale, accentuat deplasat anterior, fapt care conferă valvei o inechilateralitate accentuată. Marginea cardinală slab arcuată se unește prin intermediul unui unghi obtuz, mai mult sau mai puțin rotunjit, cu marginea anterioară scurtă și puternic convexă. Marginea posterioară are o poziție oblică, unindu-se printr-un unghi obtuz-rotunjit larg cu marginea cardinală și treptat cu cea inferioară. Marginea inferioară lungă și slab arcuată.

Suprafața externă este costată cu un număr total de 17—20 de coaste dintre care 14—17 se găsesc pe cîmpul anterior și 2—3 pe cel posterior. Coastele cîmpului anterior au aceeași structură și dezvoltare ca și la *Caladacna steindachneri*. Pe acest sector al suprafeței externe se numără între 4 și 6 coaste principale înalte, între care se găsesc dispuse una sau două coaste secundare, mai puțin înalte, observabile pe întreaga înălțime a valvei. Coastele cîmpului posterior în număr de 2—3 au aproape aceeași dezvoltare ca și coastele de pe cîmpul anterior. Coastele principale sînt ornamentate cu spini care în cazuri foarte rare și numai la exemplarele foarte bine conservate pot fi observați și pe coastele intercalare.

Șarniera valvei drepte este constituită din doi dinți cardinali, dintre care cel anterior este mai slab dezvoltat decît cel posterior. Șarniera valvei stîngi cuprinde un singur dinte cardinal.

Suprafața internă este costată pe o mare întindere, la unele exemplare coastele interne pătrunzînd în zona cavității subumbonale. Lunula și corseletul bine delimitate.

Impresiunile musculare rotunjite, superficiale. Linia mantalei indistinctă.

Dimensiuni (în mm) și raporturi

Lungimea *(l)*	Înălțimea *(h)*	Convexitatea *(c)*	Raporturi *h/l*	*c/h*
40,8	36,0	13,6	0,88	0,38
43,0	37,0	16,7	0,86	0,45
—	32,4	12,2	—	0,37
42,8	37,0	—	0,86	—

Comparații și observații

Exemplarele pe care le-am separat drept *Caladacna steindachneri controversa* ssp. nov. se apropie de *Caladacna steindachneri* (Brusina) prin talia cochiliei, grosimea valvei, caracterul, structura și chiar numărul coastelor, dar se deosebesc de aceasta prin umbonele deplasat către partea anterioară a valvelor, inechilateralitea pronunțată a acesteia, ca și prin partea posterioară a cochiliei mai dezvoltată decît cea anterioară. La *Caladacna steindachneri*, partea anterioară și cea posterioară a valvei sînt la fel de dezvoltate. Variabilitatea intraspecifică a formei descrise

se manifestă prin variații ale conturului și convexității cochiliei. Există indivizi cu contur oval și indivizi cu contur oval-rotunjit, cei cu contur oval-rotunjit fiind de obicei mai bombați decît ceilalți. De asemenea, la valvele cu contur oval partea posterioară a cochiliei este mai alungită și mai îngustă decît la cele cu contur oval-rotunjit. Caracterele subspeciei pe care am descris-o mai sus ne face să bănuim existența unor raporturi de înrudire între aceasta și *Caladacna steindachneri*, care a evoluat în direcția deplasării umbonelui către partea anterioară a cochiliei concomitent cu accentuarea inechilateralității acesteia.

Răspîndirea și vîrsta

Bazinul Dacic, ponțian superior (bosphorian).

Caladacna verecunda sp. nov

pl. V; fig. 1—8

Holotip: nr. 13 635, pl. V, fig. 1, Colecția Institutului de geologie și geofizică, București.

Derivatio nominis: de la latinescul *verecundus*.

Locus tipicus: valea Bizdidel, jud. Dîmbovița.

Stratum tipicum: nivelul argilelor siltice cu *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, *Chartoconcha asaphiopsis* (Brusina), *Parvidacna* sp., *Valenciennius* sp. de vîrstă ponțian medie (portaferrian).

Diagnoza

Valve de talie mijlocie, subțiri, cu contur oval sau oval-rotunjit. Pe suprafața externă se găsește un total de 13—18 coaste, dintre care 11—15 pe cîmpul anterior și 3 pe cel posterior. Șarniera valvei drepte are doi dinți cardinali. Pe valva stîngă șarniera este formată dintr-un singur dinte cardinal.

Descrierea

Cochilia de dimensiuni medii, subțire, fragilă, moderat convexă, cu contur variabil de la oval pînă la rotunjit-oval. În funcție de contur, valvele sînt subechilaterale sau inechilaterale. Umbonele destul de puțin reliefat deasupra marginii cardinale, costat. Gradul de arcuire a marginii cardinale depinde de conturul valvelor. La indivizii cu contur oval ramura posterioară a marginii cardinale este lungă și aproape rectilinie. Marginea anterioară arcuată se poate uni cu cea cardinală fie gradat, fie prin intermediul unui unghi obtuz-rotunjit. Marginea inferioară moderat arcuată. Marginea posterioară dreaptă sau foarte slab curbată se poate racorda cu marginile adiacente fie treptat, fie prin unghiuri rotunjite.

Suprafața externă este costată pe întreaga sa întindere. Numărul total al coastelor oscilează între 13 și 18. Dintre acestea, pe cîmpul anterior se numără 11—15, iar pe cel posterior 3. În medie, numărul total al coastelor de pe cele două cîmpuri este de 15—16.

Pe cîmpul anterior se găsesc atît coaste principale, cît şi coaste secundare sau intercalare. Coastele principale în număr de 6—7 sînt înalte, înguste şi prevăzute, la exemplarele bine conservate, cu spini. Coastele secundare, cîte una sau două între cele principale, sînt mai bine exprimate în partea anterioară a valvei şi în partea posterioară a cîmpului anterior. Ele au forma unor proeminenţe înguste, avînd uneori un aspect filiform. În zona mediană a valvei coastele intercalare sînt slab exprimate sau chiar absente, caz în care spaţiile dintre coastele principale sînt aproape lise şi foarte late. Coastele cîmpului posterior în număr de trei sînt evidente, întinzîndu-se pe întreaga lungime a acestuia.

Şarniera valvei drepte are doi dinţi cardinali, dintre care cel anterior este mai slab dezvoltat decît cel posterior. Uneori, cardinalul anterior poate fi aproape în întregime redus. Pe valva stîngă şarniera cuprinde un singur dinte cardinal.

Suprafaţa internă este costată pe o mare întindere, coastele interne pătrunzînd pînă în zona cavităţii subumbonale. De menţionat că costaţia internă este datorată mai ales şanţurilor care corespund coastelor principale externe. Urmele coastelor intercalare externe fie că sînt foarte slab imprimate pe suprafaţa internă, fie că sînt aproape indistincte. Impresiunile musculare rotunjite, foarte superficiale.

Dimensiuni (în mm) şi raporturi

Lungimea *(l)*	Înălţimea *(h)*	Convexitatea *(c)*	Raporturi *h/l*	Raporturi *c/h*
35,9	27,2	10,4	0,75	0,38
25,4	19,8	8,0	0,77	0,40
30,5	24,8	10,6	0,81	0,42
36,3	28,4	10,8	0,78	0,38

Comparaţii şi observaţii

Specia descrisă se deosebeşte de *Caladacna steindachneri*—specia tip a genului — prin valvele mai puţin robuste, umbonele mai slab reliefat deasupra marginii cardinale, dar în principal prin caracterele costaţiei externe. Coastele principale sînt mai înguste şi mai puţin înalte, iar cele secundare sînt mai slab dezvoltate sau complet absente. În acest din urmă caz, spaţiile dintre coastele principale sînt aproape netede şi foarte late, ceea ce nu se observă niciodată la *Caladacna steindachneri*. Prin caracterele coastelor intercalare *Caladacna verecunda* sp. nov. se apropie de *Caladacna escheri* May., de care se deosebeşte evident prin valvele mai mici şi mult mai puţin bombate, prin umbonele mai mic şi mai puţin reliefat deasupra marginii cardinale, ca şi prin coastele principale mai puţin înalte.

Variabilitatea intraspecifică

Variabilitatea intraspecifică se manifestă prin variaţii ale conturului valvelor, ale inechilateralităţii acestora, ca şi prin unele modificări ale costaţiei. Există astfel exemplare la care coastele secundare din zona mediană a valvei sînt aproape total indistincte ca şi indivizi la care coastele secundare, foarte fine, sînt observabile şi în acest sector al suprafeţei cochiliei.

Răspîndirea și vîrsta

Bazinul Dacic, ponțian mediu (portaferrian) și ponțian superior (bosphorian).

CONCLUZII SI OBSERVAȚII GENERALE

În Bazinul Dacic caladacnele apar pentru întîia oară la nivelul ponțianului mediu, cunoscînd perioada maximă de dezvoltare și diversificare în timpul ponțianului mediu și a celui superior (portaferrian, respectiv, bosphorian). Caladacnele se perpetuează și în dacian, întîlnindu-se în jumătatea inferioară a gețianului, dar la acest nivel stratigrafic prezența lor este mult mai sporadică și mult mai puțin constantă. Nu am întîlnit pînă în prezent caladacne nici în partea superioară a gețianului și nici în dacianul superior (parscovian).

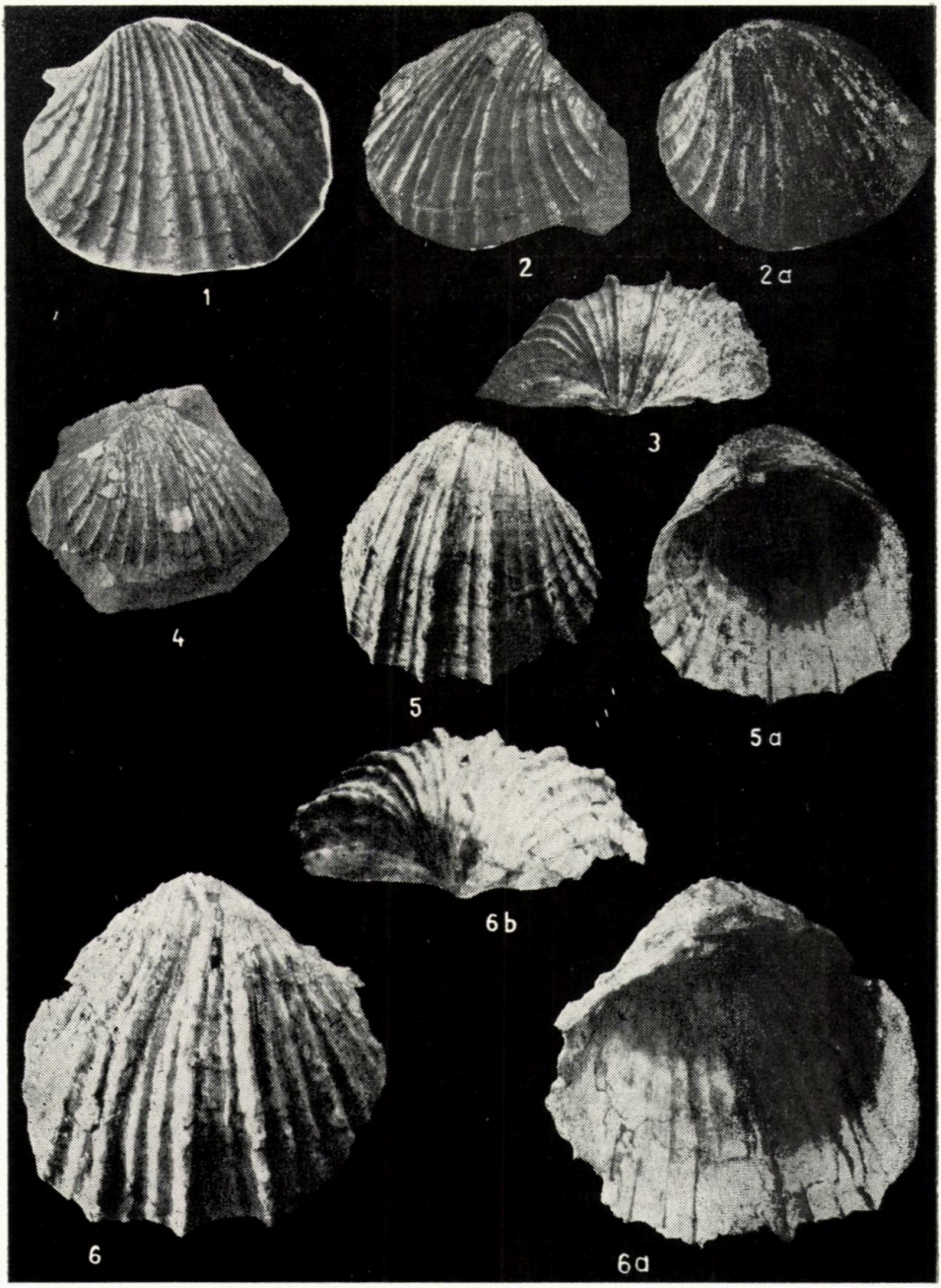
La nivelul ponțianului mediu și superior caladacnele populează atît faciesurile argiloase, cît și cele nisipoase-grezoase. În funcție de natura litologică a depozitelor în care sînt încorporate variază foarte mult starea de conservare a cochiliilor, de foarte multe ori exemplarele recoltate din argile fiind puternic deformate, neputîndu-se efectua observații asupra convexității cochiiliilor și de multe ori nici asupra conturului acestora.

De remarcat constanța remarcabilă cu care *Caladacna steindachneri* apare în asociațiile portaferriene din bazinele Pannonic, Dacic și Euxinic la nivelul stratelor cu *Congeria rhomboidea* sau *Congeria subrhomboidea* alături de *Parvidacna*, *Tauricardium*, *Paradacna*, *Plagiodacna*, *Phyllocardium*, *Dreissena* etc.

Asociațiile portaferriene din Bazinul Dacic în care se găsește și *Caladacna* includ, alături de aceasta, *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, *Plagiodacna carinata* (Deshayes), *Phyllocardium planum stevanovici* Marinescu, *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Paradacna retowskii* Andrusov, *P. abichi abichiformis* Gorjanović-Kramberger, *Dreissena simplex* Barbot, elemente cărora li se pot alătura sau nu congerii mari din subgenul *Rhombocongeria*.

În faciesurile pelitice ale ponțianului superior (bosphorian), caladacnele se asociază cu *Chartoconcha bayerni* (R. Hoernes), *Ch. gigantea* (Wenz), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Pontalmyra subcarinata luxuriosa* (Wenz), *Dreissena rostriformis* (Deshayes), iar în cele nisipoase-grezoase cu *Limnocardium (Tauricardium) petersi* M. Hörnes, L. *(Bosphoricardium) emarginatum* (Deshayes), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes), *Prosodacna (Prosodacna) fischeri* Davitaschvili, *Pontalmyra constantiae* Sabba, *P. subincerta* (Andrusov), *Dreissenomya aperta* (Deshayes), *Dreissena rostriformis* (Deshayes).

Caladacnele pe care le-am întîlnit la nivelul dacianului inferior (gețian) se găsesc împreună cu *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* Ionescu-Argetoaia, *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula gilletae* I. C. Motaș, *Pachydacna (Pachydacna) mirabilis* (Teisseyre), *Phyllocardium planum planum* (Deshayes).

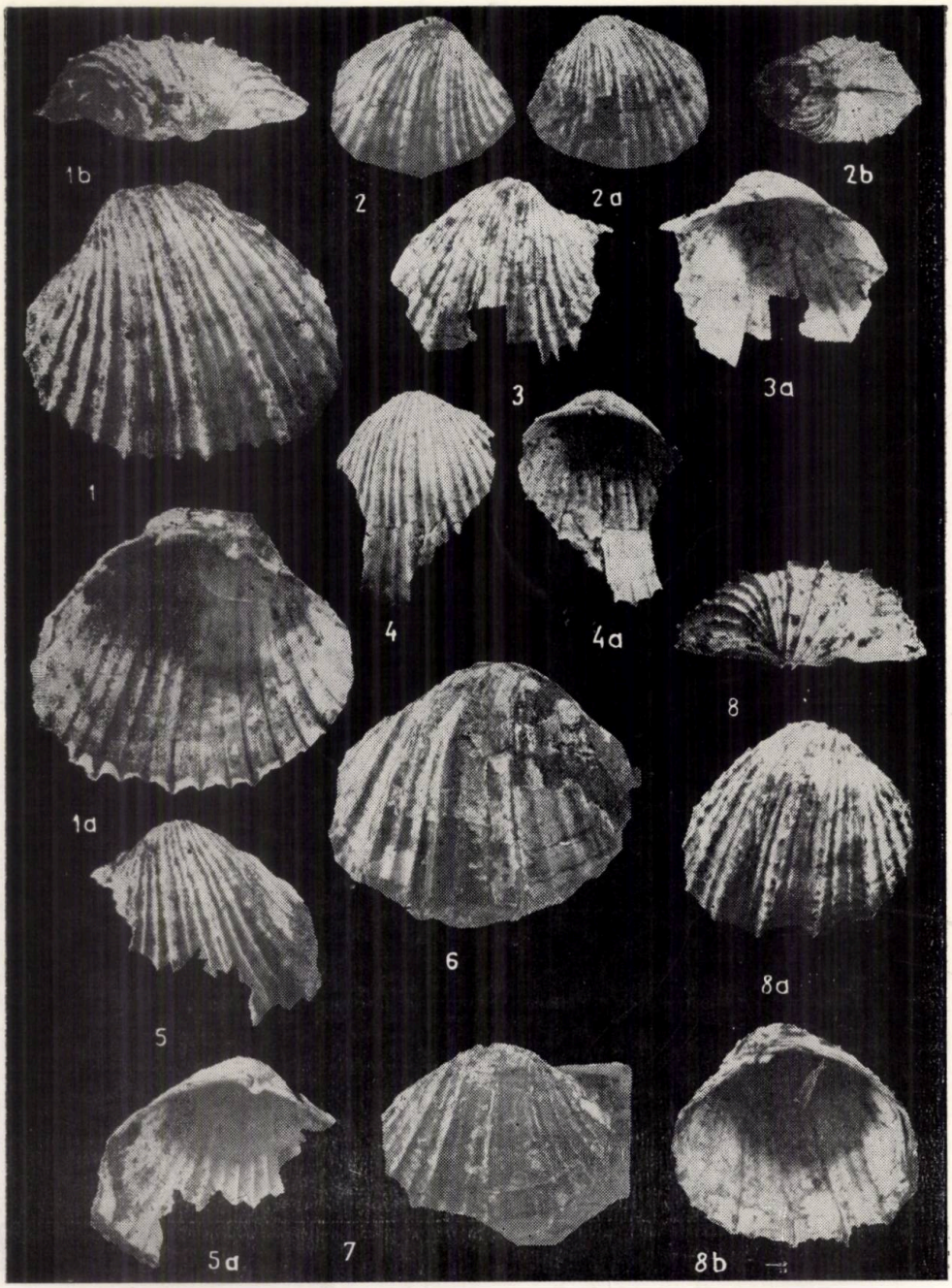


Planșa I

Fig. 1. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (× 1), reproducere după lucrarea lui S. Brusina (1884, pl. XXVIII, fig. 38), holotip, Gergeteg, portaferrian.

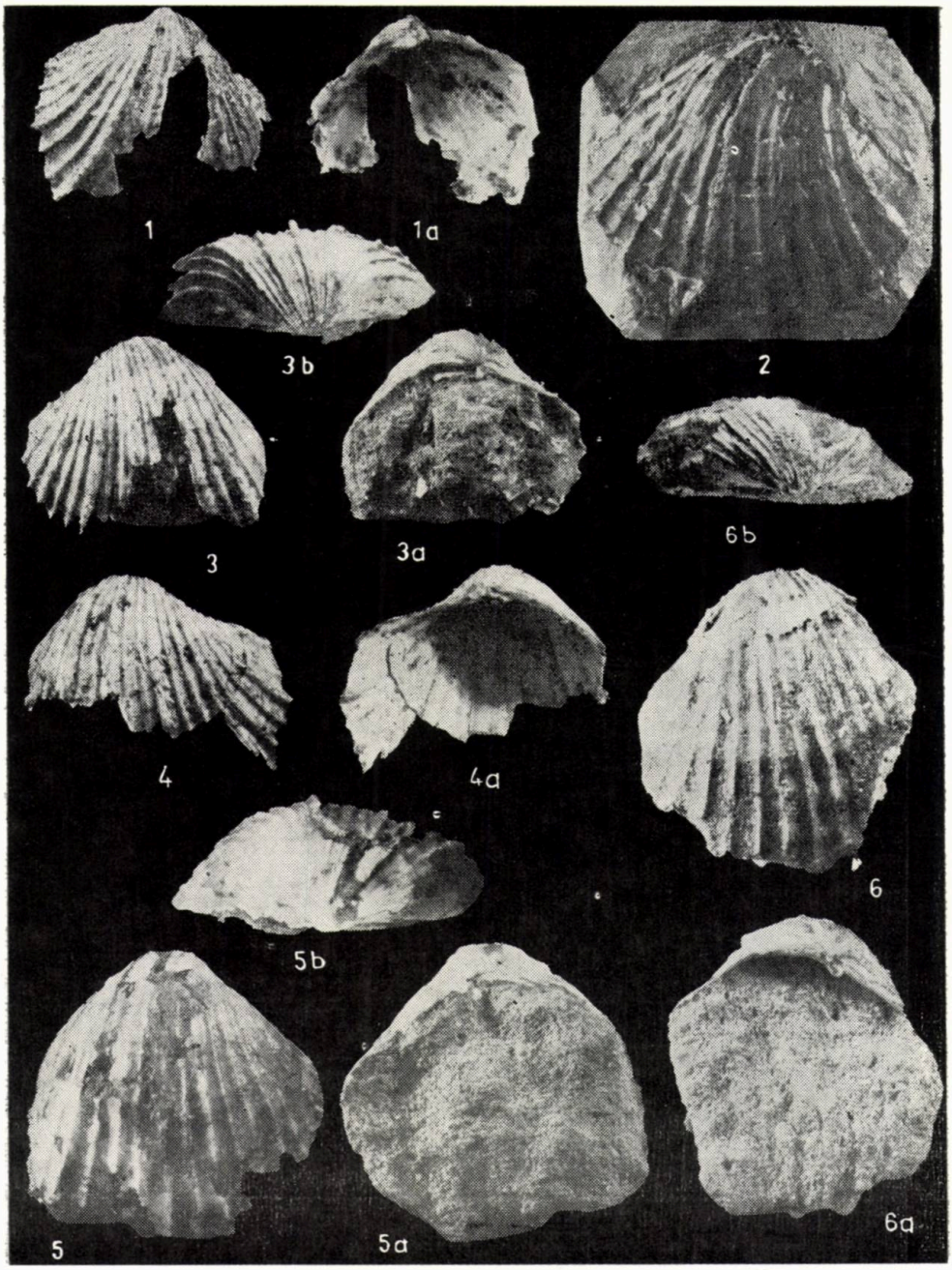
Fig. 2—4. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (×1), fig. 2, Valea lui Cernat, comuna Călugăreni, jud. Prahova; fig. 3, valea Budureasca, jud. Prahova; fig. 4, Valea Trăistarului, satul Mîrlogea, jud. Prahova, ponțian mediu (portaferrian).

Fig. 5—6. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (×1), fig. 5, Dealul Tuțurului, satul Bîrsești, jud. Vîlcea; fig. 6, Valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian).



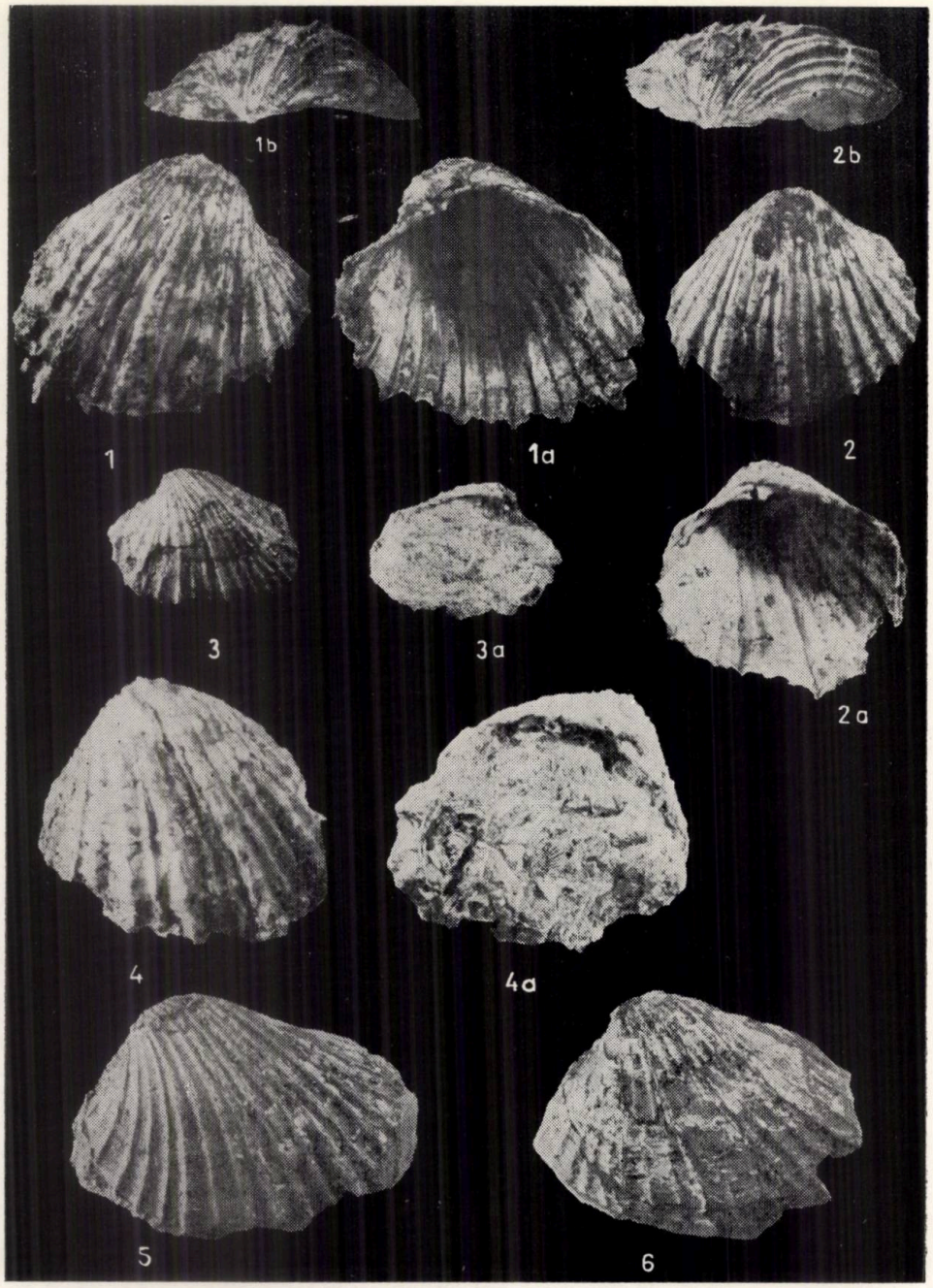
Planşa II

Fig. 1—8. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (× 1), fig. 1—5, Valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova ; fig. 6, valea Micudu, comuna Călugăreni, jud. Prahova ; fig. 7, Valea Scheilor, satul Valea Scheilor, jud. Prahova ; fig. 8, colecţia A. G. Eberzin, Kamîşburun, peninsula Kerci, ponţian superior (bosphorian).



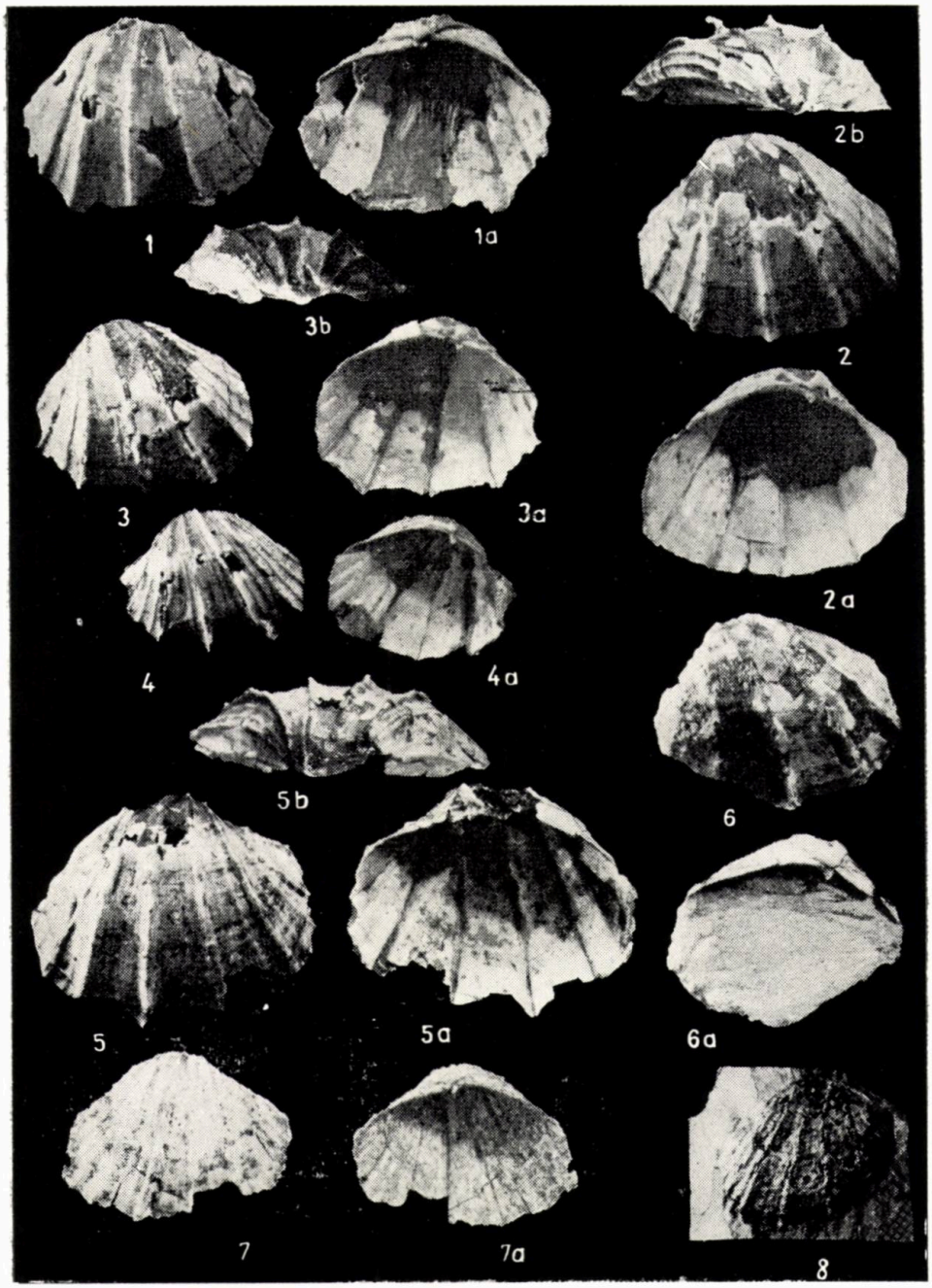
Planșa III

Fig. 1—4. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (fig. 1 × 2; fig. 2—4 × 1), fig. 1, valea Chiojdeanca, satul Trenu, jud. Prahova; fig. 2, Valea Salciei, comuna Călugăreni, jud. Prahova; fig. 3—4, Valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian).
Fig. 5—6. — *Caladacna steindachneri* (Brusina), (× 1), Valea Pietrei, jud. Dîmbovița, dacian inferior (gețian).



Planşa IV

Fig. 1—6. — *Caladacna steindachneri controversa* ssp. nov. (× 1), fig. 1, holotip; fig. 1, 2, 4, Valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova; fig. 3, Dealul Tuţurului, satul Birseşti, jud. Vîlcea; fig. 5, valea Ceptura, jud. Prahova; fig. 6, valea Budureasca, jud. Prahova, ponţian superior (bosphorian).



Planşa V

Fig. 1—6. — *Caladacna verecunda* sp. nov. (× 1); fig. 1, holotip; valea Bizdidel, jud. Dîmbovița, ponțian mediu (portaferrian).

Fig. 7—8. — *Caladacna verecunda* sp. nov. (×1), fig. 7, Dealul Tuțurului, satul Birsești, jud. Vîlcea; fig. 8, Valea Salciei, comuna Călugăreni, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian).

Pornind de la datele referitoare la vîrsta nivelului stratigrafic în care se constată primele apariţii ale genului *Caladacna* în bazinele Pannonic, Dacic şi Euxinic se poate afirma că acestea îşi au originea în Bazinul Pannonic, de unde au migrat în Bazinul Dacic şi prin intermediul acestuia în cel Euxinic, cu prilejul migraţiei portaferrice, rămînînd încă deschisă problema formei de obîrşie.

În ceea ce priveşte condiţiile de trai ale caladacnelor, A. G. Eberzin (1951) a făcut unele comentarii pornind de la particularităţile costaţiei şi şarnierei. Autorul menţionat a ajuns la concluzia că acestea au fost locuitorii unor zone cu ape puţin adînci, dar că nu au trăit în zona de acţiune a valurilor, preferînd, după cîte se pare, un substrat mîlos sau mîlos-nisipos.

КАЛАДАКНЫ ДАКИЙСКОГО БАССЕЙНА

РЕЗЮМЕ

В Дакийском бассейне первые представители рода *Caladacna* появляются в среднепонтических отложениях (портаферрский подъярус). Каладакны встречаются довольно часто в среднепонтических и в верхнепонтических отложениях, как в глинистых так и в песчанистых фациях. Следует отметить наличие рода *Caladacna* и в нижнедакийских отложениях (гетский подъярус), но он известен только в нижней части гетского подъяруса. Существование рода *Caladacna* в верхней части гетского подъяруса и в верхнедакийских отложениях (парсковский подъярус) не было никем отмечено до сих пор в Дакийском бассейне.

Следует отметить что в Паннонском, Дакийском и в Эвксинском бассейнах первые представители *Caladacna steindachneri* (Brusina) — тип рода *Caladacna* Andrussow — появляются или в горизонте с *Congeria rhomboidea* или в горизонте с *Congeria subrhomboidea*, то-есть в портаферрских отложениях.

Это обстоятельство указывает что каладакны являются иммигрантами и вселились в Дакийский и Эвксинский бассейны из Паннонского в портаферрском времени (портаферрская миграция).

Caladacna steindachneri controversa ssp. nov.

Раковина средних размеров, выпуклая, умеренно толстостенная, неравносторонняя. Вся наружная поверхность украшена ребрами. Общее число ребер колеблется от 17 до 20. На переднем поле 14—17 ребер; на ней резко выражены 4—6 главных ребер между которыми наблюдается по 1—2 тонких, вставочных ребрышка. На главных ребрах наблюдаются шипы вдоль ребер. На заднем поле отчетливо развиты 2—3 ребер. Замок правой створки состоит из двух кардинальных зубов, из которых передний зуб развит слабее. В левой створке развит только один кардинальный зуб.

Сравнение

Раковины нового подвида отличаются от типа резко выраженной неравносторонностью и суженностью заднего конца створок. Макушка

смещена заметно вперед и таким образом задняя часть раковин длинее передней.

Caladacna verecunda sp. nov.

Раковина средних размеров, хрупкая, легко выпуклая, тонкостенная, неравносторонняя или почти равносторонняя, украшенная 13—18 ребрами. Из них 11—15 развиты на переднем поле а три на заднем. Ребра переднего поля развиты не однинаково; шесть-семь ребер крупных а остальные— вставные. Вставные ребрышки выражены слабо, в виде тоненьких радиальных валиков. В передней и задней части переднего поля вставные ребра развиты сильнее. Иногда в центральной части переднего поля вставные ребрышки почти совсем не выражены и в этом случае промежутки между главными ребрами кажутся почти гладкими и очень широкими. В замке правой створки из двух кардинальных зубов сильнее развит задний. В левой створке представлен только один кардинальный зуб.

Сравнение

Caladacna verecunda sp. nov., отличается от типа меньшей величиной, меньшей выпуклостью, хрупкой и тонкостенной раковиной. Основное отличие от *Caladacna steindachneri* это слабое развитие а иногда и почти полное отсутствие вставных ребер в средней части раковины. По характеру вставных ребер *Caladacna verecunda* sp. nov. обнаруживает внешнее сходство с среднекиммерийскими *Caladacna escheri*, но отличается от последнего меньшей величиной, меньшей выпуклостью, хрупкой раковиной и менее развитыми главными ребрами.

BIBLIOGRAFIE

Andrusov N. I. (1917), *Ponticeskii iarus*, Izbranie trudi, **II** (1963), Moskva.

— (1923), *Apşeronskii iarus*, Izbranie trudi, **II** (1963), Moskva.

Beregov R. (1940), *Le Pliocène du district de Lom. (Études stratigraphiques et paléontologiques)*, Mélanges Ştefan Boncev, Rev. Soc. géol bulgare, **XI** (1939), Sofia.

Brusina S. (1884), *Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien*, Beiträge zur Geol. und Pal. Oesterr. Ung. u. d. Orients, B, **3**, Wien.

Celidze G. F. (1974), *Morskoi Pont Gruzii*, Akad. Nauk Gruzinskoi S. S. R., *48*, Izd. „Mețniereba", Tbilisi.

Davitaşvili L. S. (1931), *Ponticeskii iarus. Rukovodiaşcie iskopaemie neftenosnih raionov Krimsko-Kavakazskoi oblasti*, Tr. Goss issled. neft. in-ta, **VII**.

Eberzin A. G. (1951), *Solonovatovodnie kardiidi pliotena S. S. S. R.*, Ciasti II, Tr. Paleont. Inst., **XXXI**, Moskva—Leningrad.

Hanganu Elisabeta (1966), *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen şi Prahova (reg. Ploieşti)*, St. tehn. econ., J, *2*, Bucureşti.

Ionescu-Argetoaia I. P. (1918), *Studiul faunei moluşce pliocene din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., **VIII** (1914), Bucureşti.

Stevanović P. M. (1951), *Pontische Stufe im engeren Sinne-Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete*, Serb. Akad. der Wissenschaften, **CLXXXVII**, Geo. Inst., *2*, Beograd.

— (1961), *Pontische Fauna mit Limnocardium petersi bei Kadar an der Save (Nordbosnien)*, Ann. Géol. de la Pén. Balkanique, **XXVIII**, Beograd.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenbergiana, **24**, Frankfurt a Main.

Primit în redacție la 15 noiembrie 1976

Institutul de geologie şi geofizică
Bucureşti

ASUPRA UNOR PROSODACNINE DIN PONȚIANUL DE LA BOTENI (jud. ARGEȘ)

DE

VIORICA PAVNOTESCU, I. ANDREESCU

În anii 1971, 1972 unul dintre noi (I. A.) a cercetat depozitele ponțiene din sectorul Berevoiești — Jugur (jud. Argeș) în vederea colectării de macrofaună, în special limnocardiide, unionide și viviparide. Un material deosebit de bine conservat a găsit, ulterior, celălalt autor în aria localității Boteni.

În nota de față prezentăm în mod succint alcătuirea litostratigrafică a depozitelor ponțiene de la Boteni, după care vom descrie principalele limnocardiide fosile pe baza cărora am datat depozitele ponțian inferioare și medii din această regiune. Reamintim că depozitele neogen superioare din sectorul Boteni au fost cercetate de numeroși geologi. Contribuții mai importante la stratigrafia acestor depozite au adus I. Popescu-Voitești (1909), I. C. Motaș (1952 R), Viorica Pavnotescu (în Gh. Iliescu și colab., 1974 R) etc.

În lucrarea sa, I. Popescu-Voitești a considerat toate depozitele neogen superioare de la Boteni ca fiind daciene. Ulterior, alți autori au separat, în această regiune, atît depozite ponțiene, cît și daciene. Cercetările noastre au impus încadrarea în ponțian atît a complexului inferior cu cărbuni, care altă dată era atribuit dacianului, cît și a depozitelor supraiacente, nisipoase și a unei părți din complexul marnos superior.

I. LITOSTRATIGRAFIE

Stratele de Boteni (=odessian) sînt alcătuite dintr-o succesiune de microconglomerate, gresii mediane și grosiere dure, nisipuri mediane și fine, marne compacte cenușii, marne siltice bine stratificate și intercalații de lignit. Secțiunea tip a acestor strate se află în raza comunei Boteni, pe Valea Cărbunelui, afluent stîng al văii Argeșel (fig. 1).

Pe Valea Cărbunelui, peste depozitele eocene în facies de Șotrile, se dispune un banc de microconglomerate poligene, cu grosimi metrice, peste care urmează nisipuri cenușii, fine, micacee și gresii microconglomeratice fosilifere. În cuprinsul acestui prim pachet de strate ponțiene, gros de 8—10 m, fauna este reprezentată numai prin congerii din grupul *subcarinata*. Urmează 20—22 m de gresii vacuolare, microconglomerate, nisipuri grosiere ruginii, gresii mediane în bancuri metrice, cenușii, gălbui, cu *Eupatorina* ex gr. *littoralis* (Eichwald) și *Prosodacnomya dainellii dainellii* (Brusina). Peste acest pachet grezo-conglomeratic urmează un complex marnos-nisipos, gros de circa 120 m, care, în treimea inferioară, admite

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 1, P 143—155, BUCUREȘTI, 1978

un prim strat de cărbune (=stratul 0 în terminologia minieră). Mai sus 30 m întîlnim al doilea strat de lignit (=stratul I), iar la 40 m peste acesta este intercalat al treilea nivel de cărbune (=stratul II) .În acest complex cu cărbuni abundă congeriile din grupul *subcarinata* ală-

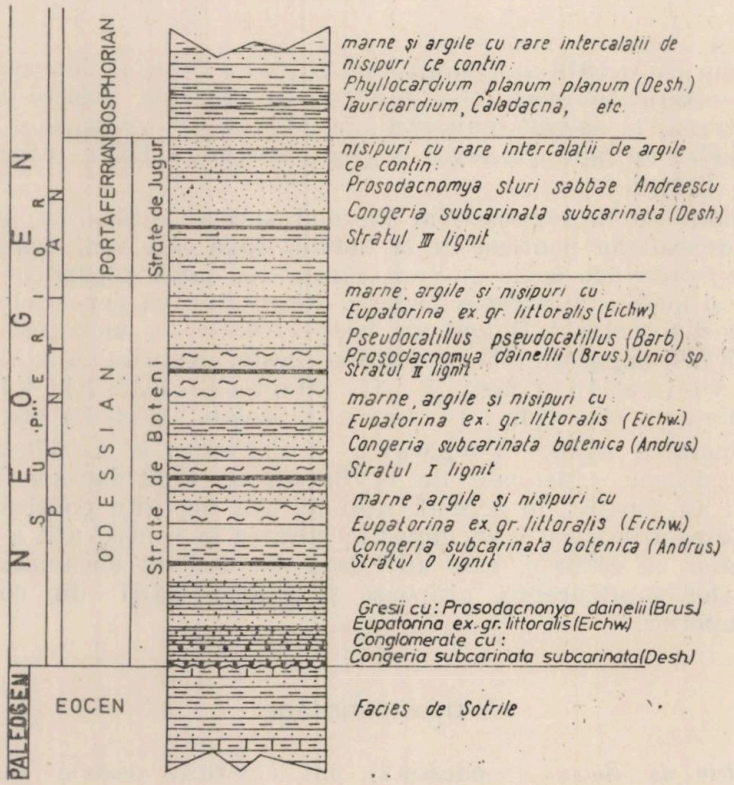


Fig. 1. — Coloană stratigrafică în depozitele pontiene de la Boteni.

turi de care se întîlnesc : *Eupatorina* ex gr. *littoralis*, *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barb.), *Pontalmyra subcarinata* (Desh.), *Paradacna* div. sp., *Dreissena* sp., *Unio* sp., *Viviparus* ex gr. *neumayri* (Brusina). Stratele de Boteni (=formațiunea de Boteni) mai pot fi observate pe următoarele profile : valea Brusturet (afluent drept al văii Argeșel), valea Gogorasca, drumul de culme ce pleacă din Boteni spre Rîpa lui Ivan. Pe acest din urmă profil partea superioară a stratelor de Boteni a oferit o faună de moluște reprezentativă pentru odessian (*Congeria* ex gr. *subcarinatai* *Eupatorina* ex gr. *littoralis*, *Dreissena* sp. etc.).

Din cele expuse pînă acum reiese că stratele de Boteni cuprind do termeni : unul inferior rudito-arenitic și unul superior arenito-lutitic cu cărbuni.

Stratele de Jugur (=complexul nisipos) (=portaferrian) sînt delimitate în pat prin partea terminală a stratelor de Boteni, iar în acoperiș de complexul marnos ponțian superior-dacian inferior. La alcătuirea stratelor de Jugur participă nisipuri cenușii, cenușiu-gălbui, masive, cu intercalații de marne siltice. Spre partea superioară a complexului nisipos se întîlnesc uneori lentile de pietrișuri cuarțoase cu grosimi de pînă la 6 m. În cuprinsul stratelor de Jugur apar 2—3 nivele de cărbuni și argile cărbunoase. După nomenclatura minieră toate aceste intercalații cărbunoase aparțin stratului III. Grosimea stratelor de Jugur se cifrează la circa 50—70 m. Secțiunea tip a acestor strate se găsește pe culmea dintre localitățile Boteni și Jugur. Succesiunea stratelor de Jugur poate fi urmărită pe numeroase alte profile, dintre care amintim : Rîpa lui Ivan, valea Gogorasca etc. Nota caracteristică a ansamblului faunistic din stratele de Jugur este dată de numeroasele și extrem de variatele exemplare de *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreescu, împreună cu care se întîlnesc : *Congeria* ex gr. *subcarinata*, *Parvidacna planicostata* Stevanović, *Chartoconcha* sp., *Paradacna* sp., *Hyriopsis* sp., *Romanunio rumanus portaferricus* Andreescu, *Viviparus achatinoides* (Desh.), *V.* ex gr. *fuchsi* (Neum.), *Melanopsis* sp. Acest ansamblu faunistic justifică încadrarea stratelor de Jugur în ponțianul mediu (portaferrian).

Peste stratele de Jugur urmează o suită predominant pelitică, cu o grosime de 140—180 m, care, după conținutul faunistic, se repartizează intervalului ponțian superior (bosphorian)-dacian inferior (gețian).

II. PALEONTOLOGIE

Principalele moluște fosile, care fac obiectul notei de față, sînt limnocardiidele din genurile *Eupatorina* și *Prosodacnomya*. Aceste genuri, împreună cu altele, au fost incluse în subfamilia *Prosodacninae* (I. Andreescu, 1974). După cum se știe, prosodacninele au un rol de prim ordin, atît în subdivizarea cît și în corelarea depozitelor neogen superioare din Paratethys. Dintre prosodacnine, eupatorinele și prosodacnomiile sînt cele care oferă principalii marcatori biostratigrafici pentru ponțian și în special pentru ponțianul inferior (odessian).

Semnalarea prezenței acestor prosodacnine în depozitele ponțiene din sectorul Boteni se înscrie în efortul completării inventarului fosilelor din neogenul Bazinului Dacic. Concomitent avem posibilitatea să precizăm vîrsta, pînă la rang de subetaj, a depozitelor care încorporează aceste fosile. Sînt, de asemenea, facilitate corelările, atît pe plan local, ale principalelor strate cărbunoase care prezintă interes economic, cît și cu alte bazine ale Paratethysului.

Majoritatea prosodacninelor prezentate în această lucrare au fost descrise anterior în mod detaliat (I. Andreescu, 1977). De aceea, în cele ce urmează, vom insista cu precădere asupra acelor taxoni care, fie n-au fost citați pînă în prezent în Bazinul Dacic, fie au fost doar menționați fără a fi descriși.

Familia **LYMNOCARDIIDAE** Stoliczka, 1871

Subfamilia **PROSODACUINAE** Andreescu, 1971

Genul **Eupatorina** Akhvlediani, 1970

Eupatorina littoralis plicato-littoralis (Sinzov)

pl. I, fig. 1—6

Eupatorina littoralis plicato-littoralis; Andreescu, 1977, p. 40, (cum syn. et descr.)

Observații. Această subspecie se individualizează față de subspecia tip, *E. littoralis littoralis* (Eichwald), prin dimensiunile mai mari, printr-o inechilateralitate ceva mai accentuată, prin numărul mai mic al coastelor (12—14 pe cîmpul anterior față de 16—24) și, mai ales, prin aspectul acestora. La *E. littoralis plicato-littoralis* coastele sînt mai clar reliefate, mai convexe, ultimele 3—4 de pe cîmpul anterior fiind uneori ușor carenate (a se vedea fig. 2, 5, 6). *E. littoralis plicato-littoralis* se aseamănă cu *E. littoralis eichwaldi* (Andrus.), de care se deosebește prin numărul ceva mai redus al coastelor și prin faptul că subspecia lui Andrusov are coastele mai puțin reliefate. Cu celelalte subspecii din grupul *littoralis* subspecia *E. littoralis plicato-littoralis* nu poate fi confundată avînd în vedere, în primul rînd, caracterele costației externe.

Ocurență. *E. littoralis plicato-littoralis* este caracteristică pentru depozitele ponțian inferioare din bazinele estice (Bazinul Dacic, Bazinul Euxino-Caspic) ale Paratethysului. Pînă în prezent a fost semnalată, în mod cert (C. Ghenea, 1968; I. Andreescu, 1977), doar în sudul Moldovei. Prin materialul faptic de care dispunem — cîteva zeci de valve foarte bine conservate — atestăm prezența acestui taxon și în partea central-nordică a Bazinului Dacic. Prezența acestei subspecii nu este exclusă atît în ponțianul din zona de curbură a Carpaților Orientali, cît și în depozite similare de la vest de Boteni.

Eupatorina littoralis orientalis (Andrusov)

pl. I, fig. 7—10, 12

Eupatorina littoralis orientalis; I. Andreescu, 1977, p. 41, pl. X, fig. 12; pl. XI, fig. 14, 15, 17, 18, 20 (cum syn. et descr.).

Observații. „Prin caracterele sale definitorii: valve subțiri, oval-alungite, umbone mic, fin costat, coaste aplatisate etc., *E. littoralis orientalis* se individualizează clar de celelalte subspecii ale grupului *littoralis*" (I. Andreescu, 1977). Precizăm că aspectul coastelor externe este deosebit de caracteristic. Acestea, în număr de 18—20 (mai rar pînă la 24), sînt efasate cu excepția ultimelor 2—3 coaste din vecinătatea cîmpului posterior, care sînt mai clar reliefate. Datorită acestui fapt, zona centrală a cîmpului anterior este complet netedă. Unele exemplare (pl. I, fig. 10 *a—b*) relevă coaste ceva mai reliefate, rotunjite, ase-

mănătoare cu cele ale subspeciei tip. Față de *E. littoralis semisulcatoides* (Ebersin), care prezintă, de asemenea, suprafața externă aproape netedă, ștearsă, *E. littoralis orientalis* se deosebește prin habitusul valvelor. Astfel, specimenele grupate în cadrul subspeciei *E. littoralis orientalis* au un contur eliptic, mai mult sau mai puțin regulat, umbonele mic, aplatisat, pe cînd exemplarele subspeciei *E. littoralis semisulcatoides* au conturul orbicular și umbonele mai mare și mai înalt.

Ocurență. *E. littoralis orientalis* se găsește în stratele odessiene din Bazinul Euxinic și Bazinul Dacic. În acest din urmă bazin a fost întîlnită în Moldova meridională, în stratele odessiene din zona de curbură a Carpaților Orientali și în nord-vestul Munteniei (Boteni, Berevoiești etc.). Posibilă existența ei și în nord-vestul Bazinului Dacic, în Oltenia. *E. littoralis orientalis* a fost semnalată și în domeniul egeean în stratele ponțian inferioare (Suzette Gilllet, F. Geissert, 1971).

Eupatorina littoralis littoralis (Eichwald)

pl. I, fig. 11

Eupatorina littoralis littoralis; I. Andreescu, 1977, p. 38, pl. X, fig. 9—11; pl. XI, fig. 4 (cum syn. et descr.).

Observații. Trăsăturile esențiale ale acestei subspecii sînt: cochilia mică, ovală, umbonele scund, aplatisat, 16—24 coaste moderat sau slab convexe, 1 dinte lateral anterior, 1—2 dinți cardinali (cel anterior, cînd există, este obsolet, punctiform) și 1 dinte lateral posterior pe valva dreaptă. În materialul pe care îl avem la dispoziție, din ponțianul de la Boteni, exemplarele subspeciei *E. littoralis littoralis* sînt destul de rare. Totuși, cel din pl. I, fig. 11 întrunește toate caracterele pentru a fi atribuit cu certitudine subspeciei tip.

De *E. littoralis eichwaldi* se deosebește prin talia mai mică, prin forma și poziția umbonelui, totdeauna mai reliefat, mai mare la subspecia lui Andrusov, ca și prin alura coastelor. Exemplarele subspeciei tip diferă de cele ale subspeciei *E. littoralis plicato-littoralis*, în primul rînd, prin structura costației (a se vedea mai înainte). Cu *E. littoralis orientalis* subspecia tip nu poate fi confundată grație aspectului neted al părții centrale a cîmpului anterior la subspecia lui Andrusov. Față de *E. littoralis barboti* (Andrusov) și *E. littoralis semisulcatoides*, *E. littoralis littoralis* prezintă o serie de caractere distinctive ale coastelor care nu permit confuzia între acești taxoni.

Ocurența. Exemplarele subspeciei nominative au un larg areal de distribuție, fiind întîlnite atît în stratele ponțian inferioare (eupatorian-odessian) din Paratethys, cît și în cele ponțian inferioare din Grecia, ori în cele messiniene din Tethys (Italia, Spania) (I. Andreescu, 1977, fig. 34). În România, exemplarele acestei subspecii se găsesc în stratele odessiene din sudul Moldovei, în zona de curbură a Carpaților Orientali și în sectorul Argeșel—Olt. Deocamdată, pentru nord-vestul Bazinului Dacic nu avem date sigure despre existența acestui taxon.

Eupatorina littoralis semisulcatoides (Ebersin)

pl. I, fig. 13, 14; pl. II, fig. 1—9

Eupatorina littoralis semisulcatoides; I. Andreescu, 1977, p. 41, pl. X, fig. 14, 18, 19; pl. XI, fig. 1—3, 6—9, 13, 16, 19, 21 (cum syn. et descr.).

Observații. Conturul orbicular al valvelor, alura umbonelui, precum și aspectul coastelor permit o grupare naturală destul de sigură a acestui taxon în cadrul speciei politipice *E. littoralis*. Exemplarele pe care le posedăm și pe care le-am atribuit subspeciei *E. littoralis semisulcatoides* prezintă toate trăsăturile specifice ale subspeciei lui Eberzin. Diferențele acestei subspecii față de celelalte ale grupului *littoralis* au reieșit din prezentarea acestora. Prin faptul că la *E. littoralis semisulcatoides* umbonele este mai masiv și ceva mai reliefat, amintind întrucîtva de *Prosodacna semisulcata*, decît la celelalte subspecii ale grupului *littoralis*, sînt posibile confuzii cu unele exemplare ale speciei *Prosodacnomya rostrata* (Sinzov). Diferențele între acești taxoni se traduc, în primul rînd, prin deosebiri nete în structura șarnierei, apoi prin umbonele mai răsucit, mai prosogir, ca și prin îngustarea (aripareа) părții posterioare a valvelor la *P. rostrata*.

Ocurență. Subspecia *E. littoralis semisulcatoides* este întîlnită în stratele odessiene din Bazinul Ponto-Caspic și din Bazinul Dacic. Unul dintre noi (I. Andreescu, in litt.) a găsit-o și în stratele portaferriene din zona de curbură a Carpaților Orientali. La Boteni, această subspecie, ca și celelalte din grupul *littoralis*, se află localizată în stratele ponțian inferioare (formațiunea de Boteni). Gr. Celidze (1974) o citează din stratele bosphoriene din R. S. S. Gruzină. Prezența acesteia în ponțianul superior este, după opinia noastră, îndoielnică.

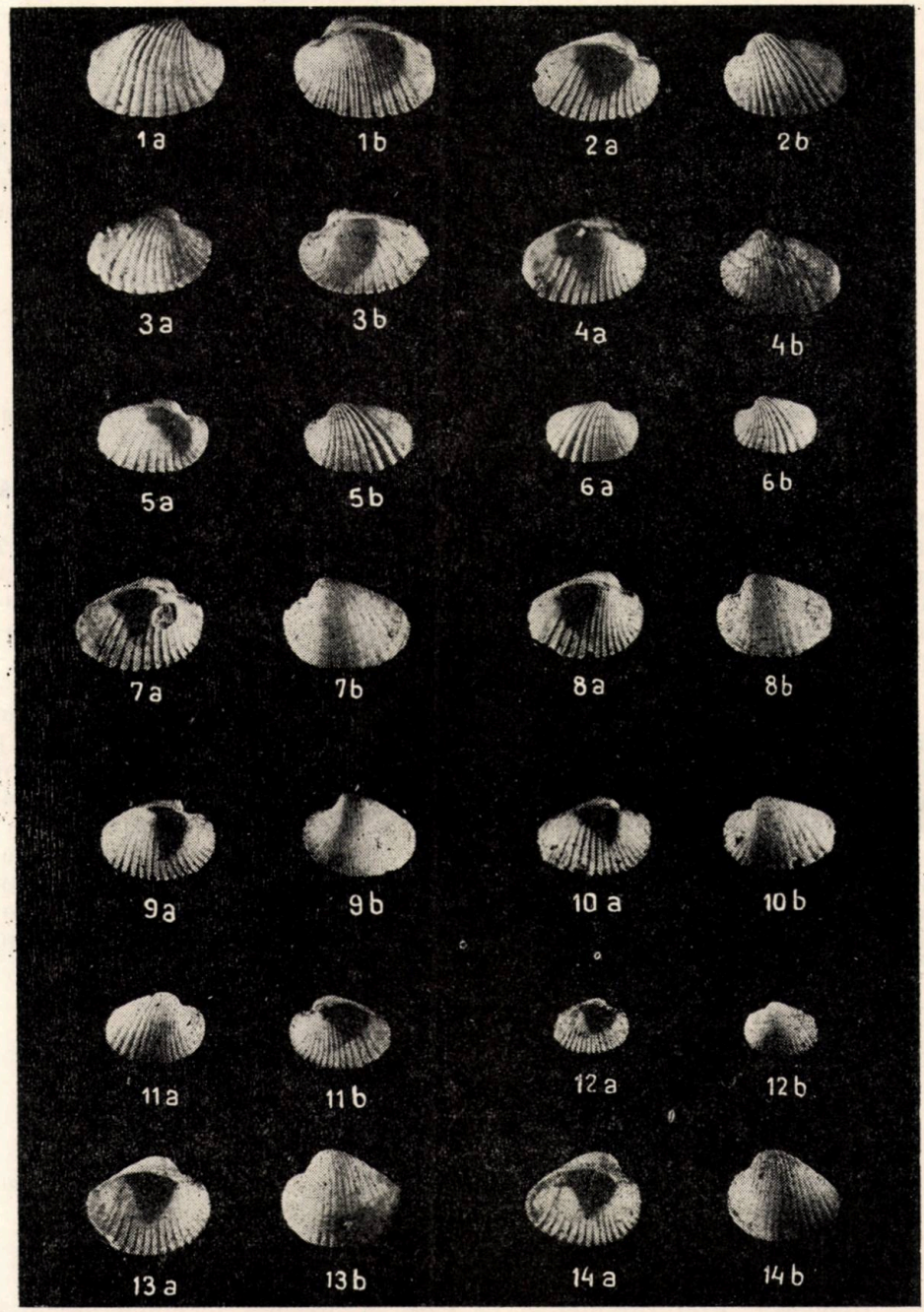
Genul **Prosodacnomya** Ebersin, 1959

Prosodacnomya rostrata (Sinzov)

pl. II, fig. 10—12

Limnocardium Dainellii; Brusina, 1902, pl. XXVIII, fig. 38, 39 non fig. 40, 41.
Prosodacnomya rostrata; I. Andreescu, 1977, p. 21, pl. IV, fig. 1—11 (cum syn. et descr.)

Observații. Beneficiind de un material corespunzător, atît cantitativ cît și calitativ, am avut posibilitatea să constatăm existența nu numai a exemplarelor ce întrunesc pe deplin caracterele specifice ale acestui taxon, ci și a altora care prezintă trăsături de tranziție spre alte specii ale genului *Prosodacnomya*. Un exemplar „tipic" al speciei *P. rostrata* este cel din pl. II, fig. 10. În schimb, exemplarul din fig. 11, identic cu cel figurat de A. G. Eberzin (1959) în pl. I, fig. 9, prezintă oarecare afinități cu *Prosodacnomya dainellii* (Brusina). Pe de altă parte, exemplarul din figura 12 întrunește trăsături care sugerează o trecere spre *P.* ex gr. *sturi*, ceea ce confirmă opinia noastră (I. Andreescu, 1977).



Planșa I

Fig. 1—6. — *Eupatorina littoralis plicato-littoralis* (Sinzov).
Fig. 7—10, 12. — *Eupatorina littoralis orientalis* (Andrusov).
Fig. 11. — *Eupatorina littoralis littoralis* (Eichwald).
Fig. 13, 14. — *Eupatorina littoralis semisulcatoides* (Ebersin).

Toate exemplarele, în mărime naturală, provin din stratele de Boteni (Pîrîul Cărbunelui, drumul spre Rîpa lui Ivan).

Ocurență. *Prosodacnomya rostrata* caracterizează stratele novorossiene (ponțian inferior și mediu) din Bazinul Euxino-Caspic și din Bazinul Dacic. În România a fost semnalată în numeroase locuri, atît în depozitele ponțiene din Moldova meridională, cît și în cele din regiunea de curbură a Carpaților Orientali. La Boteni se găsește împreună cu eupatorinele și cu *Prosodacnomya dainellii dainellii* în stratele odessiene (formațiunea de Boteni).

Prosodacnomya sturi sabbae Andreescu

pl. II, fig. 13—17

Prosodacnomya sturi sabbae; I. Andreescu, 1977, p. 25, pl. III, fig. 10—19; pl. IV, fig. 12—15; pl. V, fig. 1—18; pl. VI, fig. 1—22 (cum syn. et descr.).

Observații. *P. sturi sabbae* este unul dintre taxonii cu o remarcabilă extensiune areală în cadrul depozitelor ponțiene și dacian inferioare din Bazinul Dacic. Specimenele ancestrale ale acestei subspecii manifestă numeroase afinități cu unele exemplare ale speciei *P. rostrata*. Asupra acestor asemănări ca și asupra altor chestiuni privitoare la originea, relațiile filogenetice cu alte prosodacnine și prohoreza exemplarelor subspeciei *P. sturi sabbae*, am insistat suficient cu altă ocazie (I. Andreescu, 1977).

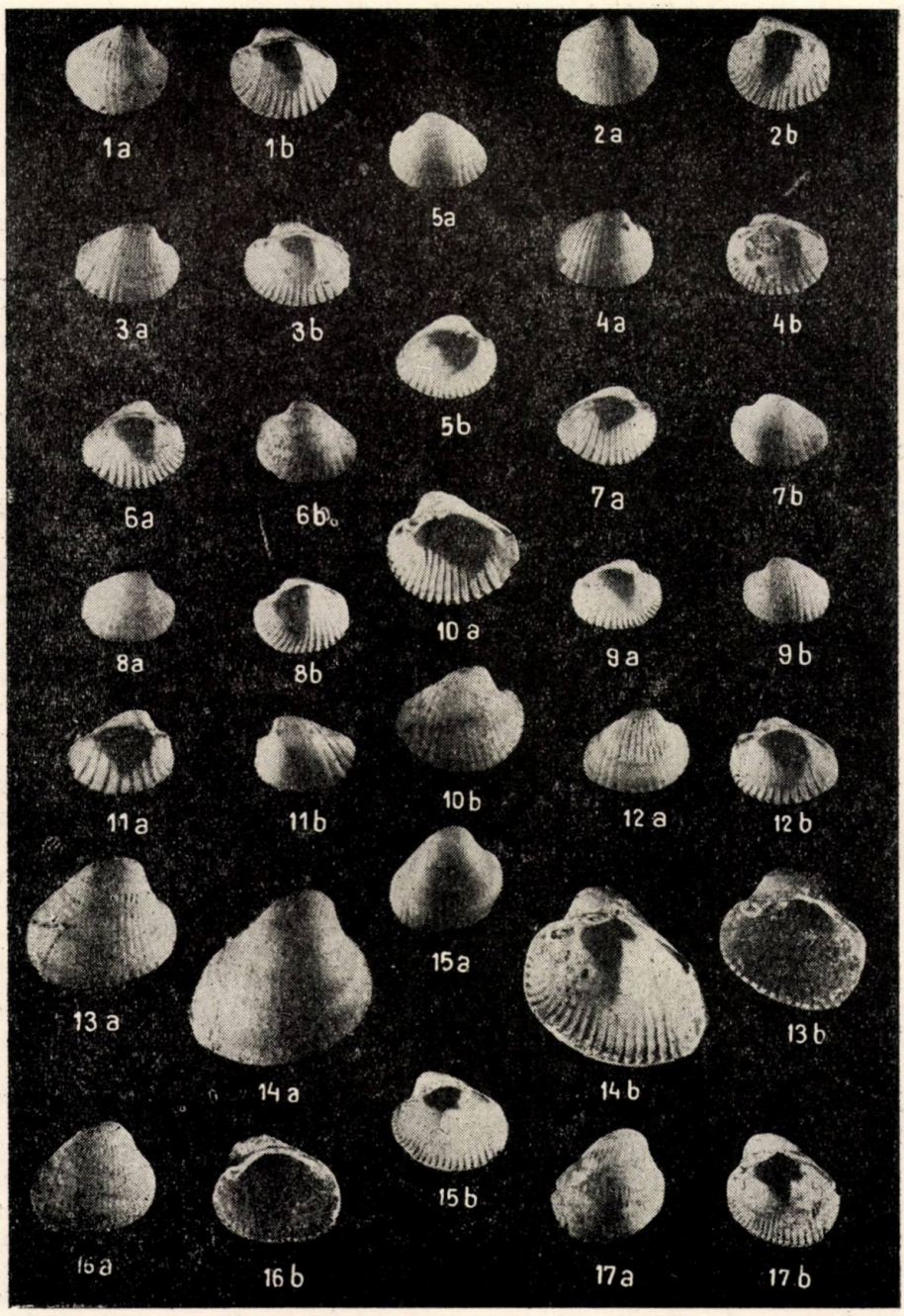
Ocurență. În Bazinul Dacic, *P. sturi sabbae* este întîlnită începînd din ponțianul mediu (portaferrian) și pînă în dacianul inferior (getian). Specimenele localizate la nivelul ponțianului superior (bosphorian) sînt cele mai reprezentative, cele mai „tipice", avînd caracterele subspecifice deosebit de clar reliefate. Detectarea acestor exemplare „tipice" permite, atunci cînd alte fosile index lipsesc, datarea, cu un grad de precizie destul de ridicat, a intervalului portaferrian terminal-bosphorian inferior și mediu. Exemplarele pe care le-am figurat în această notă provin din stratele de Jugur, portaferriene, de la Boteni (Rîpa lui Ivan, Pîrîul lui Șerbănel).

Prosodacnomya dainellii dainellii (Brusina)

pl. III, fig. 1—12

Limnocardium Dainellii; Brusina, 1902, pl. XXVIII, fig. 40, 41 (non cet.);
Prosodacna rumana var. *bassarabica*; Macarovici, 1940, p. 308, pl. IV, fig. 28—30.
Prosodacna (Stylodacna) rumana; Wenz, 1942, pl. 64, fig. 682, 683.
Prosodacna dainellii; Eberzin, 1959, pl. I, fig. 12, 13.
Prosodacnomya rostrata; Andreescu, 1977, pl. IV, fig. 8.

Diagnoza. Prin caracterele pe care le prezintă (cochilie deschisă la partea posterioară, prezența sinusului, mai mult sau mai puțin clar marcat, alungirea și îngustarea părții posterioare a valvelor, care devine ușor aripată, umbonele relativ înalt, răsucit și accentuat prosogir, 1—2 dinți laterali anteriori, 1—2 cardinali, 1 lateral posterior pe valva dreaptă) specia lui S. Brusina este, neîndoielnic, o prosodacnomie. Cîmpul



Planșa 11

Fig. 1—9. — *Eupatorina littoralis semisulcatoides* (Ebersin).
Fig. 10—12. — *Prosodacnomya rostrata* (Sinzov).
Fig. 11. arată o trecere spre *P. dainellii*; fig. 12 prezintă afinități cu *P. sturi sabbae*.
Fig. 13—17. — *Prosodacnomya sturi sabbae* Andreescu.

Toate exemplarele sînt în mărime naturală. Cele din figurile 1—12 provin din stratele de Boteni. Exemplarele de *P. sturi sabbae* provin din stratele de Jugur, de pe Pîrîul lui Șerbănel și de la Ripa lui Ivan (Boteni).

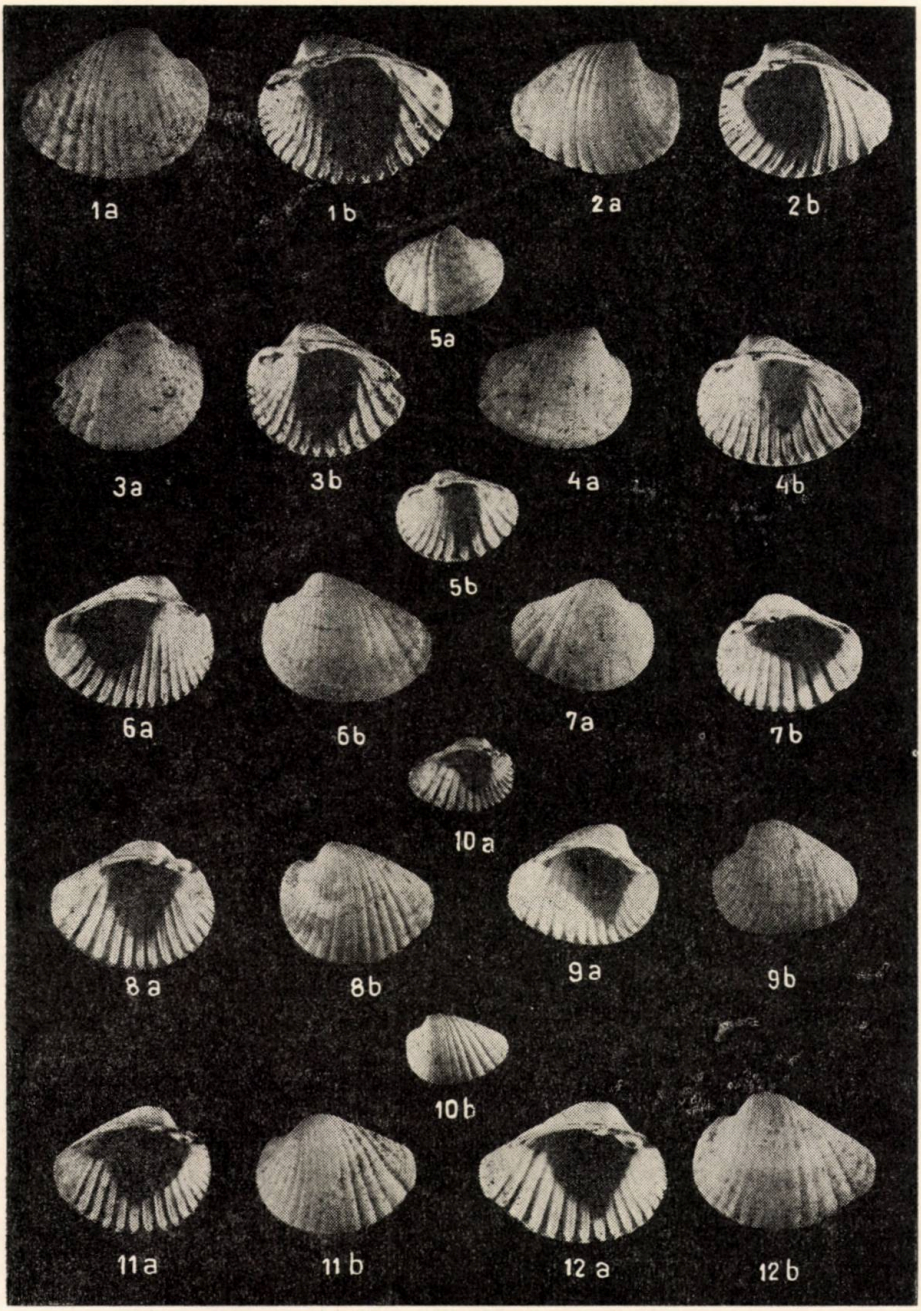
anterior este traversat de 14—20 de coaste netede, separate prin spații înguste, filiforme. Dintre aceste coaste, ultimele 3—5 din vecinătatea cîmpului posterior sînt ceva mai reliefate, mai convexe. Simultan, coastele se lățesc progresiv, începînd din partea anterioară către cea posterioară a cîmpului anterior. Pe cîmpul posterior se observă 3—5 costule, uneori filiforme. Interiorul valvelor este străbătut de 13—18 coaste terminate lanceolat pe bordul paleal. Uneori, o parte a acestor coaste (de obicei ultimele 5—7) se prelungesc pînă în zona cavității subumbonale, așa cum se întîmplă și la *P. rostrata*. Structura șarnierei este asemănătoare cu cea a exemplarelor speciei *P. rostrata*. Dimensiunile celui mai mare exemplar pe care-l avem sînt: lungimea=27 mm; înălțimea=21 mm; convexitatea=7,8 mm.

Observații. Afinitățile exemplarelor speciei *P. dainellii* cu cele ale (exemplarelor) speciei *P. rostrata* se traduc prin alura asemănătoare a cochiliei, prin numărul sensibil apropiat al coastelor și, mai ales, prin numărul și dispunerea dinților. Deosebirile între cei doi taxoni se referă, mai cu seamă, la existența unei deschideri sifonale clare la *P. dainellii dainellii*, la umbonele ceva mai mic și mai puțin răsucit decît la *P. rostrata*, ca și la structura costației externe. În acest sens reamintim faptul că la *P. rostrata* coastele sînt mai uniform dezvoltate.

În 1942, W. Wenz a figurat, de la Boteni, două valve provenind din colecția lui Fuchs, pe care le-a inclus în grupul speciei *Prosodacna rumana* (Fontannes). Poziția stratigrafică, indicată de W. Wenz, a exemplarelor de la Boteni, anume dacianul superior, este, desigur, eronată. În acest sens precizăm că nicăieri în regiunea Boteni nu se întîlnesc astfel de exemplare, ca cele figurate de W. Wenz, decît în stratele ponțiene, și anume în cele odessiene, unde le găsim împreună cu eupatorinele din grupul *littoralis*. Atribuirea de către W. Wenz a acestor exemplare speciei *Prosodacna rumana* este, de asemenea, greșită. Încadrarea acestor specimene în specia *Prosodacna rumana* ar fi fost justificată dacă ele ar fi prezentat următoarele caractere: *1 dinte lateral anterior și nu 2* cum au exemplarele în discuție, cochilia carenată, o altă structură a coastelor etc. După cum am văzut mai înainte, caracterele pe care le posedă exemplarele figurate de W. Wenz, ca și cele pe care le avem noi permit atribuirea acestor specimene genului *Prosodacnomya*.

În 1975, I. Papaianopol a inclus în sinonimia dată pentru specia sa *Dacicardium valahicus* cele două valve figurate de W. Wenz în 1942 (pl. 64, fig. 682, 683). Analizînd atît materialul (provenit din dacianul superior), cît și figurația dată de I. Papaianopol (1975) pentru *Dacicardium valahicus* (pl. II, fig. 1—4) constatăm că, într-adevăr, exemplarul din figura 1, holotipul, se aseamănă cu exemplarele ponțian inferioare de *Prosodacnomya dainellii dainellii* de la Boteni. Se observă că acest exemplar este o *prosodacnomie* și nu un *dacicardium*, putînd fi conferit speciei *P. dainellii*, eventual subspeciei *P. dainellii valahica* (Papaianopol). Separarea acestei subspecii poate fi considerată ca îndreptățită, avînd în vedere și decalajul în timp față de specia lui S. Brusina.

Ocurență. *Prosodacnomya dainellii dainellii* aparține unui grup de prosodacnine cu o extensiune areală considerabilă în cadrul depozitelor



Planșa III

Fig. 1—12. — *Prosodacnomya dainellii dainellii* (Brusina).

Toate exemplarele, în mărime naturală, provin din stratele de Boteni (Pîrîul Cărbunelui).

ponțiene din *Paratethys*. Taxonul respectiv a fost figurat de S. Brusina (1902) din depozitele ponțiene de la Balaton (Ungaria). N. Macarovici (1940) descrie și figurează *Prosodacna rumana* var. *bassarabica* (=*Prosodacnomya dainellii dainellii*) din depozitele odessiene de la Cahul. Un exemplar care provine din ponțianul inferior din Moldova și care poate fi conferit speciei *P. dainellii* a fost figurat de noi (I. Andreescu, 1977) sub numele de *P. rostrata*. Constatăm astfel că *P. dainellii dainellii* se găsește atît în depozitele ponțiene din Bazinul Pannonic, cît și în Bazinul Dacic și în vestul Bazinului Euxinic. La Boteni, așa după cum am mai menționat, exemplarele acestei subspecii se întîlnesc în stratele odessiene împreună cu *Eupatorina* ex gr. *littoralis*, *Congeria* ex gr. *subcarinata* etc.

III. CONCLUZII

Din expunerea privitoare la materialul paleontologic reiese că la Boteni întîlnim majoritatea subspeciilor din grupul *Eupatorina littoralis* care caracterizează depozitele ponțian inferioare. Unele, sau altele, dintre subspeciile acestui diversificat grup de prosodacnine se găsesc în regiuni foarte îndepărtate, care aparțin fie Tethysului, fie Paratethysului. Existența acestor fosile în depozite sincrone, care se întind de la Marea Aral pînă în vestul Mediteranei, implică admiterea unor factori paleoecologici care, la nivelul ponțianului inferior (și a echivalentelor sale), au favorizat cea mai vastă expansiune areală a vreunui grup de limnocardiide. Pentru că odată cu încheierea ponțianului inferior, adică odată cu dispariția „faunei de tip Odessa", aparițiile și migrările altor grupe de limnocardiide, care le-au înlocuit pe cele odessiene, au loc numai în cadrul, mult mai restrîns, al bazinelor Paratethysului. Este normal să fie așa dacă avem în vedere că, în domeniul Tethysului, mediul marin normal, care a succedat messinianului, nu putea asigura perpetuarea limnocardiidelor ce populau medii salmastre-dulcicole. Pe de altă parte, cele trei specii ale genului *Prosodacnomya*, prezentate aici, sînt comune fie tuturor bazinelor Paratethysului (cum este cazul pentru *P. dainellii dainellii*), fie pentru cîte două dintre ele (cum se întîmplă cu *P. rostrata* sau *P. sturi sabbae*). Astfel, *P. rostrata* este întîlnită în depozitele novorossiene din Bazinul Euxinic și Bazinul Dacic, iar *P. sturi sabbae* se găsește în novorossianul superior (portaferrian) din vestul Bazinului Euxinic și în portaferrianul superior și bosphorianul din Bazinul Dacic. *P. sturi vutskitsi* (Brusina) acoperă intervalul portaferrain-bosphorian inferior din Bazinul Pannonic.

SUR QUELQUES PROSODACNINES DU PONTIEN DE BOTENI (DÉPARTAMENT D'ARGEȘ)

RÉSUMÉ

Dans le premier chapitre de cette note on présente une subdivision lithostratigraphique des dépôts pontiens inférieurs et moyens de la région de Boteni (département d'Argeș). À la constitution des dépôts pontiens

inférieurs (dénommés couches de Boteni) participent deux membres : l'inférieur, rudito-arénitique, et l'autre, à prédominante arénito-lutitique. Dans ces dépôts on a trouvé une riche faune de lymnocardiidés (*Eupatorina* ex gr. *littoralis*, *Prosodacnomya dainellii dainellii*, *Pontalmyra subcarinata*, *Pseudocatillus pseudocatillus*, etc.) et de congéries (*Congeria* ex gr. *subcarinata*) qui atteste l'âge pontien inférieur (=Odessien).

Les dépôts du Pontien moyen (Portaferrien) (=couches de Jugur) sont représentés par un complexe arénitique à *Parvidacna planicostata*, *Prosodacnomya sturi sabbae*, *Chartoconcha* sp., etc. Dans le deuxième chapitre sont brièvement décrits, tant les sous-espèces de l'espèce *Eupatorina littoralis* (Eichwald), que trois espèces du genre *Prosodacnomya*, notamment *P. rostrata* (Sinzov), *P. sturi sabbae* Andreescu, *P. dainellii dainellii* (Brusina). Simultanément, dans ce chapitre a été relevée la valeur biostratigraphique de l'espèce *P. dainellii*. Ainsi nous indiquons que la sous-espèce *P. dainellii dainellii* est caractéristique pour les dépôts odessiens, tandis que *P. dainellii valahica* (Papaianopol) (partim) apparaît beaucoup plus tard, pendant le Dacien.

BIBLIOGRAFIE

Andreescu I. (1974), *Prosodacninae, a new subfamily of lymnocardiids*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **18**, Bucarest.

— (1975), *Prosodacniform lymnocardiids, biostratigrafic markers of the Upper Neogene from Paratethys* ,VI-th Cong. Reg. Comm. Medit. Neog. Strat., Bratislava.

— (1977), *Systématique des lymnocardiidés prosodacniformes. Sous-famille Prosodacninae*, Mém. Inst. Géol. Géph., **XXVI**, Bucarest.

Brusina S. (1902), *Iconografia molluscorum fossilium . . .*, Zagreb.

Celidze Gr. (1974), *Morskoi pont Gruzii*, AN GSSR, Geol. Inst. tr., **48**, Metniereba, Tbilisi.

Eberzin A. G. (1959), *Solonovatovodnie cardiidi pliocena SSSR*, ciasti III, Tr. Pal. Inst., Izd. A.N.SSSR, Moskva.

Ghenea C. (1968), *Studiul depozitelor pliocene dintre v. Prutului și v. Birladului*, St. tehn. econ., Ser. J, *6*, București.

Gillet Suzette, Geissert F. (1971), *La faune de mollusques du Pontien de Trilophos (SW de Thessaloniki)*, Anal. Géol. Pays Hellén., Athènes.

Macarovici N. (1940), *Recherches géologiques et paléontologiques . . .*, Iași.

Papaianopol I. (1975), *Elemente palentologice noi în fauna etajului dacian din Bazinul Dacic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, *2*, București.

Popescu-Voitești I. (1909), *Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor dintre riurile Dîmbovița și Olt*, An. Inst. geol., **II**, București.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der Rumänischen Erdöl-Gebiete*, Senckenbergiana, Frankfurt am Main.

Primit în redacție la 4 aprilie 1977

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide
și
Institutul de geologie și geofizică

STADIUL CUNOAȘTERII MEGAFLOREI NEOZOICE DIN ROMÂNIA (CU O PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA FLORELOR DIN TRANSILVANIA)

DE

RĂZVAN GIVULESCU

Problema unei sinteze a cunoștințelor noastre asupra megaflorelor de pe teritoriul României, precum și a stadiului cunoașterii teritoriului țării noastre din acest punct de vedere nu s-a pus pînă acum.

Deși în ultimii 30 de ani s-au publicat o serie de studii, revizuiri și cataloage, acestea nu pot avea nici de cum pretenția unor sinteze, ci pot reprezenta cel mult o bază de plecare pentru o sinteză. Ne propunem deci în cele de urmează să prezentăm o trecere în revistă a realizărilor, aceasta pentru a cunoaște ce și cît s-a realizat în acest domeniu, dar mai ales pentru orientarea viitoare a cercetărilor paleobotanice.

1. SCURT ISTORIC ȘI PERIODIZAREA CERCETĂRII MEGAFLOREI NEOZOICE DIN ROMÂNIA

Cercetarea paleobotanică este de dată relativ recentă în țara noastră și vom distinge o primă etapă pînă la aproximativ 1853, etapă în care materialul adunat de „amatorii de curiozități" este trimis spre cercetare unor specialiști de la Viena sau Praga. În acest mod, materialul colectat de Partsch de lîngă Sibiu a ajuns la Praga la Sternberg care îl descrie în 1822 sub denumirea de *Cystoseirites partschi*; tot astfel cîteva resturi de *Pinus*, tot de lîngă Sibiu, colectate de Kotschi, au ajuns în posesia lui Unger la Viena, fiind descrise sub denumirea de *Pinites kotschianus* în 1852. Problematicul lemn fosil descris de Ettingshausen (1851) sub denumirea de *Bronnites transylvanicus* provine de la Roșia Montană.

Cea de-a doua etapă de cercetare durează aproximativ pînă la primul război mondial, ea fiind caracterizată printr-o intensă activitate, în special în ceea ce privește Transilvania. Acum apar lucrările monografice ale lui Andrae (1855), Staub (1887), apar de asemenea o serie de lucrări mai mici pe care le datorăm lui Staub, lui Tuzson, Felix, Lingelsheim, precum și o revizuire critică a tot ceea ce se cunoștea pînă la 1908, revizuire pe care o datorăm lui Pax. Amintim aici și de acea *Examen d'une collection de végétaux fossiles de Roumanie* a lui Marion și Laurent (1898), studiu de valoare mai mult istorică.

Cea de-a treia etapă cuprinde perioada dintre cele două războaie mondiale și poate fi caracterizată ca cea mai puțin productivă etapă. Nu putem cita decît pe David (1916), Barbu și Pop (1936) cu magistrala monografie *Flora pliocenică de la Borsec*.

În fine, cea de-a patra etapă cuprinde perioada postbelică. În cei peste 30 de ani, studiul megaflorelor a înregistrat succese de prestigiu, din nefericire repartizate foarte inegal pe teritoriul țării.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T 23, NR. 1, P. 157–165, BUCUREȘTI, 1978

2. STADIUL CUNOAŞTERII ÎN PREZENT (PENTRU 1977)

Am încercat să sintetizăm stadiul cunoştinţelor noastre pe provincii istorice, şi anume în două tabele : unul cuprinzînd intervalul eocen-egerian (tabelul nr. 1), al doilea, intervalul eggenburgian-pleistocenul inferior (tabelul nr. 2). Rezultatele pot fi sintetizate astfel :

2.1. Nu cunoaştem nimic despre megaflora Dobrogei.

Tabelul nr. 1

Vîrsta geologică				Transilvania	Oltenia, Muntenia	Moldova	Banat
MIOCEN	Aquitanian	Egerian	Stn Mihai	Coruş (1966, 1969, 1970)			
OLIGOCEN	Chattian	Egerian	Zimbor	Surduc (1967, 1968, 1969)			
			Cetate	Cliţ, Jac (1971) Ticu (1975) Almaşu (1968) Valea Jiului (1973)			
	Rupelian		Ticu		Susläneşti (1934, 1971)		
	Lattorfian		Mera	Mera (1967)			
EOCEN	Priabonian		calc. gros. infer.	Girbou (1976)	Muereasca (1936)		
	m.						
	i.						

2.2. Megaflora Moldovei este cunoscută doar în ceea ce priveşte sarmaţianul, cu menţiunea că unele flore descrise în 1934 necesită o revizuire.

Tabelul nr. 2

Vîrsta geologică				Transilvania	Oltenia și Muntenia	Moldova	Banat
PLEISTOCEN INFERIOR			„Levantin"	Dobogeni (1969, 1970) Baraolt (1969) Biborțeni (1971) Micluşoara (1966) Bodoş (1881)			
PLIOCEN	Romanian			Borsec (1936)			
	Dacian				Temişani (1933)		
	Pontian	s			Cărbunești (1971)		
		m	H	Turț (1975) Chiuzbaia (1969, 1973)			Vişag (1975)
		i	G	Băița (1971)			
	Meoțian		F	Sărmăşag (1964) Derna (1968)			Sinersig (1960)
MIOCEN	Sarmatian	Kersonian	E	Delureni (1961, 1975)			
			D				
			C	Gheghie (1960) Luncşoara (1951)			
		Bessarabian	B	Valea Neagră (1962, 1975)		Păun (1966)	
			A	Cornițel (1957, 1976)	Rimești (1970)		
				Ausеu (inedit)	Slătioara (1942)?	Comănești (1968) Buneşti (1934)	
		Volhinian		Daia-Săcădat (1975) Cavnic (1971) Feleac (1891) Fizeş (1960) Luncşoara (1951) ? Timpa (1932)	Săcel (1954)	Fălticeni (1934)	
	Badenian	s	Velapertina	Pîncota (1969) Căstău (1955) Numeroase trunchiuri pietrificate	Pîrlagele (1975)		
		i					
	Karpatian						
	Ottnangian						
	Eggenburgian		Chechiș Coruș	Tihău (1969)			

2.3. Megaflora Banatului este în aceeaşi măsură necunoscută, căci în afară de florele recent studiate de la Vişag şi Sinersig nu mai putem aminti decît de flore incerte ca poziţie stratigrafică, cum sînt cele de la Bănia (B o c k, 1879), Criciova (S t a u b, 1885) şi Tirol (E n g e l h a r d t, 1903).

2.4. Megaflorele Munteniei şi Olteniei sînt mult mai bine cunoscute, meritul în această privinţă revenindu-i în primul rînd lui B a r b u (1933, 1936, 1942, 1954). Din nefericire, încadrarea stratigrafică exactă a materialului studiat nu este cea mai exactă. După S t a n c u şi Ţ i c l e a n u (1975) s-ar părea că majoritatea punctelor fosilifere aparţin sarmaţianului, în timp ce numai cele cîteva plante de la Bărbăteşti şi Costeşti ar aparţine badenianului. Din acest motiv, unele din florele lui B a r b u figurează în tabel cu semnul întrebării. Cunoaştem deci din megaflora Olteniei suficient de bine intervalul badenian superior-sarmaţian mediu-superior, va mai trebui să adăugăm flora eocenă de la Muereasca, cea oligocenă de la Suslăneşti şi cea romaniană de la Temişani.

2.5. Megaflora Transilvaniei (s.l.) se găseşte într-un stadiu de cunoaştere foarte avansat. Aşa cum reiese din cele două tabele, în momentul de faţă cunoaştem o succesiune neîntreruptă ce începe cu eocenul superior şi se termină cu pleistocenul inferior. În această succesiune sînt în special bine cunoscute megaflorele egeriene, fie că este vorba de flore foliare sau de lemne, megaflorele sarmaţiene inferioare şi megaflorele pannoniene (s.l.) şi, în sfîrşit, megaflorele pleistocenului inferior. Nu cunoaştem decît foarte puţin despre cele lattorfiene, nu avem decît cunoştinţe disparate despre megaflorele badeniene, aşa cum nu cunoaştem nici baza „levantinului".

3. SCURTĂ PRIVIRE ASUPRA EVOLUŢIEI MEGAFLORELOR DIN TRANSILVANIA

3.1. *Eocen.* Flora de la Gîrbou cuprinde vegetaţia mai multor biotopuri, caracteristica ei esenţială fiind prezenţa în număr apreciabil a elementelor xerofite, la care se adaugă şi reprezentanţii unei vegetaţii mezofite, precum şi unele tipuri de mangrove. Climatul în cauză poate fi caracterizat de tip SE asiatic-musonic, cu o perioadă secetoasă evidentă.

3.2. *Oligocen.* Dacă din baza oligocenului nu cunoaştem decît mica floră de la Mera, sînt în schimb bine cunoscute florele chattiene (eo- şi mesoegerian) de la Almaşu, Cliţ, Jac şi Surduc.

Flora de la Almaşu la limita oligocen mediu-superior este caracterizată prin prezenţa în mare cantitate a tipurilor de *Castanopsis*, *Dryophyllum*, *Quercus-Lithocarpus*, ce reprezintă 35% din totalitatea florei, depăşind astfel cu mult lauraceele (6%), sau sapotaceele şi palmierii (4%). Flora prezintă indiscutabil încă un caracter arhaic, dar prezenţa rhamnaceelor, taxodiaceelor şi juglandaceelor este totuşi un semn al unei schimbări incipiente de conţinut.

Flora de la Surduc, din partea superioară a chattianului, prezintă o biocenoză mult modificată. În primul rînd se observă scăderea rolului fagaceelor exotice pînă la 10% şi creşterea rolului lauraceelor la 20%. Apar juglandacee cu 5%, betulacee cu 4%, apoi ulmacee, toate acestea

ca reprezentanți ai unui prim val al invaziei de elemente turgaice. Ca un specific al florei trebuie subliniată și prezența unor elemente xerofitice și mezofitice, reprezentante ale unui climat cu minimum de precipitații de iarnă. Cele expuse duc la ideea unui climat SE asiatic cu alternanțe sezoniere bine marcate.

3.3. *Miocen inferior.* Din acest interval de timp cunoaștem florele de la Coruşu și Tihău, prima la limita superioară a aquitanianului (neogerian), a doua de vîrstă eggenburgiană.

Flora de la Coruşu este, ca și cea de la Gîrbou, alcătuită din reprezentanți ai cîtorva biotopuri, din care procesul de sedimentare a selectat un material oarecare. Din punctul de vedere al compoziției se remarcă în continuare lauraceele cu 22%, în timp ce fagaceele exotice au dispărut cu totul. Sînt în schimb prezente *Pinus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Acer*, *Cornus*, ceea ce ne îndreptățește să afirmăm că în flora de la Coruşu compoziția florei este sensibil modificată față de cele studiate anterior. Din punctul de vedere al biotopurilor prezente se poate afirma că plantele în cauză provin, pe de o parte, din regiuni mlăștinoase, umede, iar, pe de altă parte, dintr-o pădure subtropicală de lauracee în amestec cu tipuri cu frunza căzătoare. Climatul în cauză se pare că era de tip SE asiatic umed, fără alternanțe sezoniere evidente.

Flora de la Tihău este mult deosebită de precedenta prin faptul că asociația vegetală constă din juglandacee, aceracee, ulmacee, betulacee și fagacee, rare lauracee și leguminoase. În totalitate arată puternice contingențe cu flora nord-americană atlantică și permite caracterizarea climatului în cauză ca fiind cald temperat, bogat în precipitații (eventual cu un maxim de vară).

3.4. *Miocen superior.* Florele badeniene și sarmațiene sînt ceva mai puțin cunoscute decît cele anterioare sau decît cele pannoniene. Flora sarmațiană ne oferă totuși destule elemente de discuție. Nu cunoaștem flore foliare reprezentative din badenian (florele de la Căstău și Pîncota sînt prea mici pentru a constitui o bază de discuție), ci numai citări disparate de lemne fosile ce nu pot oferi decît o imagine incompletă și mai ales deformată a ceea ce a fost flora etajului în cauză. Vom da o listă a lor: *Taxodioxylon taxodii* Goth., *Piceoxylon* sp., *Alnoxylon* f. n., *Juglandoxylon* sp., *Pterocaryoxylon pannonicum* Müll. St. & Mädel, *Quercoxylon auriferum* Petr., *Quercoxylon* sp., *Laurinoxylon* sp. 1, 2, 3, *Laurinoxylon* cf. *muellerstolli* Mädel, *Perseoxylon* cf. *aromaticum* Felix, *Magnolioxylon transilvanicum* Nagy & Mîrza, *Magnolioxylon* sp., *Liquidambaroxylon speciosum* Felix, *Cornoxylon romanicum* Petr., *Platanoxylon porosum* (Felix) Petr., *Icacinoxylon* sp.

Florele sarmațiene inferioare, deși numeroase, nu oferă o imagine suficient de cuprinzătoare și mai ales suficient de caracteristică a florei etajului. Ne referim în primul rînd la faptul că această floră nu reflectă decît foarte slab, sau chiar deloc, aspectul climatic cald și uscat, caracteristic părții inferioare a sarmațianului inferior din partea centrală a Paratethysului.

3.5. *Pliocen* (*incl. pannonian*). Florele pliocene sînt cel puțin tot atît de bine cunoscute, într-o succesiune neîntreruptă pannon B — romanian, ca și cele oligocene. Nu intenționăm să discutăm separat florele

în cauză. Avem de-a face cu păduri mixte de tip mezofitic, bogate în esenţe, ce au vegetat în regiuni colinare la diferite expoziţii şi care sînt, în general, pînă în pliocenul superior, reprezentantele unui climat cald temperat, mai mult sau mai puţin bogat în precipitaţii.

Cele mai bine cunoscute din acest interval sînt florele de la Delureni şi Chiuzbaia, prima pentru că a fost studiată din punct de vedere palinologic, cuticular şi megascopic, a doua pentru că a făcut obiectul unei cercetări şi colectări de aproape 15 ani, în care timp s-a adunat un material foarte reprezentativ.

Atît florele de la Corniţel, Valea Neagră, cît şi de la Delureni, deşi atestate paleontologic ca aparţinînd pannonianului, arată încă multe influenţe miocenice. În primele două mai apar multe leguminoase, daphnogene, în a doua sînt încă foarte bine reprezentate tipurile de *Laurophyllum*, *Laurophyllites*, *Ocotea*, *Engelhardtia*, dar şi *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Salix*, *Zelkova*, *Liquidambar*, *Castanea* şi *Quercus*.

Va mai trebui să semnalăm un caracter specific şi colectiv al acestor trei flore: lipsa stejarilor de tip roburoid. S-ar părea că aceasta constituie, cel puţin pentru acest bazin şi pentru timpul geologic respectiv, un aspect distinctiv foarte important.

Saltul evolutiv de la aceste flore la cea de la Chiuzbaia este evident. Această floră, ce cuprinde 182 de taxoni, este de acum aproape total sărăcită în lauracee şi leguminoase (de tipul celor miocene) în schimb de o bogăţie rar întîlnită tocmai în stejari de tip roburoid. În ultimă instanţă, putem afirma că avem de-a face cu o pădure de tipul *Fagus-Quercus-Carya-Carpinus-Zelkova*, cu mult *Acer*, *Betula*, multe tufe şi mult *Vitis*. Ca raritaţi paleobotanice citäm : *Eucommia ulmoides*, *Asimina browni*, *Cyclocarya cyclocarpa*, *Adiantum reniforme* şi mai ales frumoasele raceme de *Pyrolaeanthus pseudosecundus*.

Flora de la Borsec, pe care o plasăm la partea cu totul superioară a pliocenului, este tot de tipul celei de la Chiuzbaia, cu deosebirea că numărul tipurilor de stejari roburoizi este mai mic, iar tipul leguminoaselor cu afinităţi miocenice destul de ridicat. Însăşi E. Pop (1936) recunoaşte caracterul mai deosebit al vegetaţiei de la Borsec, observaţie la care ne-am permite să adăugăm că aceasta este într-o oarecare măsură o floră conservativă, mai puţin evoluată decît ar trebui să fie pentru etajul geologic în care se găseşte. În acest sens ne vom referi la un singur aspect al acestei flore, respectiv la proporţia elementului nord-american-atlantic, element foarte tipic, a cărui involuţie este caracteristică pentru pliocen. Acesta apare la Chiuzbaia cu 27,19%, în timp ce la Borsec procentul este de 37,37%, mult prea ridicat pentru zona climatică respectivă.

3.6. *Pleistocen inferior.* Florele pleistocenului inferior sînt bogat şi variat reprezentate, modernizarea lor continuîndu-se de la caz la caz. Luînd în considerare criteriul de mai sus, vom aminti că în flora de la Micluşoara elementul nord-american-atlantic intervine cu 12,5%, în cea de la Baraolt cu 17,3%, în timp ce în cea de la Doboşeni este absent, totodată fiind aproape absent aici şi elementul sino-japonez, al doilea ca importanţă după cel amintit. S-ar părea deci că flora de la Doboşeni este cea mai tînără floră pleistocenă inferioară din R. S. România.

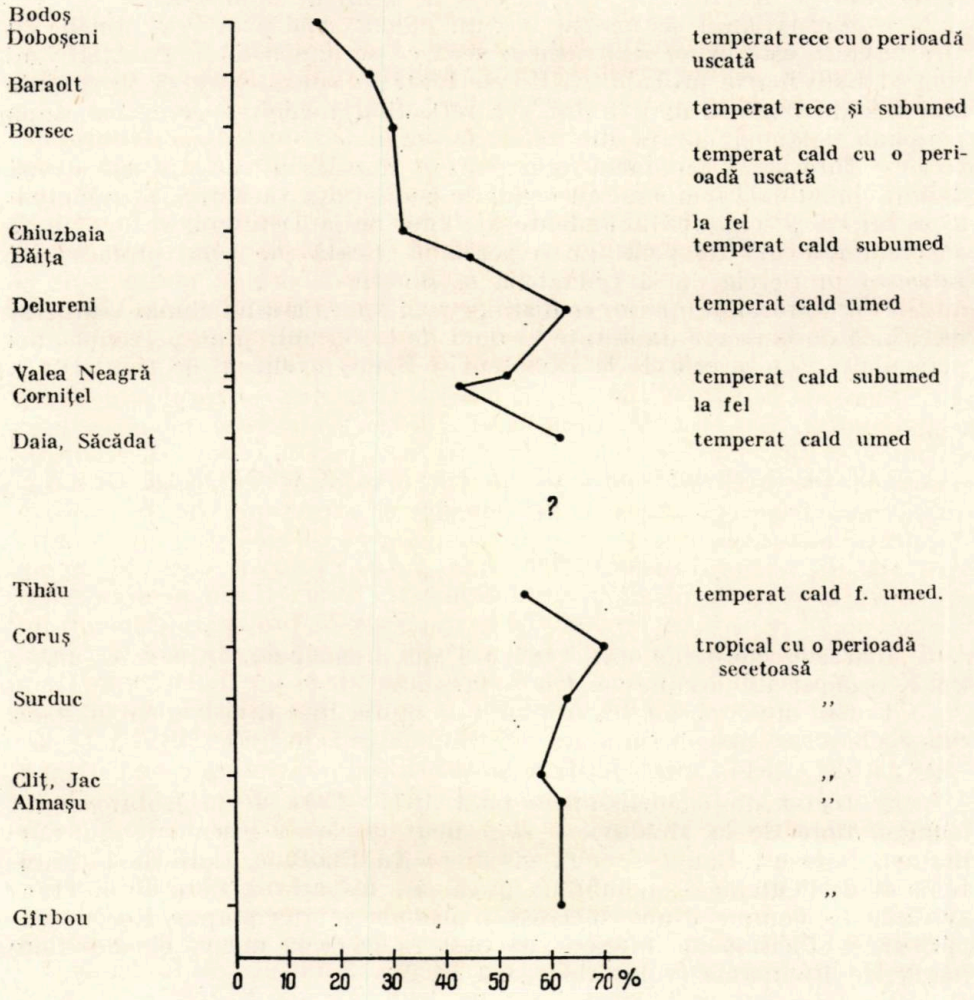
Ca o curiozitate paleobotanică am vrea să subliniem prezența, pînă în pleistocenul inferior, a tipurilor de *Banisteriaecarpum giganteum* și *Buettneriophyllum tiliaefolium* în ultima lor apariție în Europa.

*

În încheierea considerațiilor de mai sus, considerăm nu lipsit de interes prezentarea unui aspect nou în cercetarea acestei succesiuni de vegetație. Studiile mai recente încearcă să facă o corelație între paleoclimat și procentul de frunze întregi prezent într-o floră oarecare fosilă. Succesiunile aproape neîntrerupte de flore fosile din Transilvania se

Tabelul nr. 3

Graficul procentual al frunzelor întregi în florele intervalului eocen superior-pleistocen inferior și climatele corespunzătoare



pretează în mod ideal la o astfel de interpretare. Încercarea a fost făcută după D i l c h e r (1973), iar rezultatele au fost transcrise într-un grafic (tabelul nr. 3) din care se pot desprinde următoarele aspecte climatice cu totul generale :

— Intervalul eocen superior-egerian se înscrie în ceea ce D i l c h e r denumește climat tropical cu perioadă uscată. Considerăm caracterizarea mult prea generală, ea nereflectînd variațiile climatice ce reies din studiul florelor în cauză. O astfel de caracterizare poate fi luată în considerare numai în măsura în care acceptăm că tipul de climat tropical „seasonally dry" se poate referi la un număr mai mare sau mai mic de luni aride (respectiv cu precipitații), dînd naștere la tipuri diferite de păduri (G. S c h m i d t, 1969). Tipul acesta de climat s-ar putea eventual înscrie în ceea ce K ö p p e n definește ca Aw.

— Eggenburgianul se înscrie într-un climat cald temperat cu precipitații abundente, fapt ce reise dealtfel și din analiza florei. Acesta și dealtfel și următoarele s-ar înscrie în tipul de climat Cfa.

— Sarmațianul se înscrie într-un climat cald temperat umed, cu alte cuvinte este exact contrariu a ceea ce se cunoaște în Paratethysul central. Este foarte probabil că florele luate în considerare să fie situate mai sus de baza sarmațianului, ele reflectînd revenirea climatică după perioada caldă și uscată din baza acestuia.

— Intervalul panonian-romanian se înscrie în ceea ce ce a fost definit climat cald temperat cu regim de precipitații variabil. De remarcat aspectul cu precipitații abundente al florei de la Delureni, ce evoluează înspre unul cald temperat cu o perioadă uscată (de tipul probabil C_s) reflectat în florele de la Chiuzbaia și Borsec.

— Pleistocenul inferior se distinge prin apariția unui climat temperat rece, încă cu oarecare umiditate în flora de la Baraolt și cu prezența unei perioade uscate în cele de la Dobroșeni și Bodoș (eventual de tipul Dw.).

L'ÉTAT DE CONNAISSANCE DE LA MÉGAFLORE NÉOZOÏQUE DE LA ROUMANIE

RÉSUMÉ

L'article constitue une synthèse des connaissances sur les flores du Néozoïque de Roumanie. On y présente :

1. Un bref aperçu historique y compris une division en périodes des recherches paléobotaniques en Roumanie : jusqu'en 1853 ; 1853—1918 ; 1918—1944 ; 1944 jusqu'à présent.

2. L'état des connaissances pour 1977 : flore de la Dobrogea inconnue, flore de la Moldavie — seulement quelques gisements du Sarmatien, flore du Banat — deux gisemens du Pliocène, flore de la Munténie et de l'Oltenie — nombreux gisements disparates, flore de la Transylvanie — connue d'une succession presque ininterrompue Eocène supérieur — Pléistocène inférieur, la plus riche et la mieux étudiée flore fossile de Roumanie (voir tableaux 1 et 2).

3. Un bref aperçu sur l'évolution des flores de la Transylvanie : on discute les flores de Gîrbou, Almaş, Surduc, Coruş, Tihău, Cornițel, Delureni, Chiuzbaia, Borsec, Micluşoara, Baralot, Doboşeni.

4. Enfin, en utilisant les recherches de Dilcher sur le rapport entre le pourcentage de feuilles à bords entiers et le régime climatique, on présente une tentative de reconstruction climatique de l'intervalle Eocène supérieur-Pleistocène inférieur (voir graphique).

BIBLIOGRAFIE

DILCHER D. D. (1973), *A paleoclimatic Interpretation of the Eocene Floras of Southeastern North America*, Vegetation and vegetational History of Northern Latin America, Amsterdam.

GIVULESCU R. (1960), *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. geol. Ges. D. D. R., **5**, *4*, Berlin.

— (1966), *Die fossile Flora Rumäniens — erste Ergänzung*, Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss. A (Geol. Palaeont.), **11**, *3*, Berlin.

— (1973, 1974), *Die fossile Flora Rumäniens — zweite Ergänzung* (erster Teil, zweiter bis sechster Teil), *7*. geol. Wiss., **1**, *8* şi **2**, *2*, Berlin.

SCHMIDT G. (1969), *Vegetationsgeographie auf ökologisch-soziologischer Grundlage*, Leipzig.

SEMAKA AL., GIVULESCU R. (1965), *Flora fossilis Rumana*, **I**, **II**, Palaeontogr. B, *116*, Stuttgart.

STANCU JOSEFINA, ȚICLEANU N. (1975), *Date noi privind flora Badenianului din România*, D. S. şed. Inst. geol., **61**, *3*, Bucureşti.

Primit în redacție la 16 mai 1977

Institutul de învățământ superior,
Baia Mare

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea acelorași date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsbilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

*

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Comitetului de redacţie.

1978 MAI 18

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IANOVICI, M. BORCOȘ, M. BLEAHU, D. PATRULIUS, M. LUPU, R. DUMITRESCU, H. SAVU, 1976, **Geologia Munților Apuseni**, 632 p., 176 fig., 22 pl., 1 hartă color, 60 lei.

ION PETREUȘ, **Pirita sedimentară**, 1976, 134 p., 50 fig., 10 pl., 11 lei.

MIHAI BĂLAN, **Mineralogia zăcămintelor manganifere de la Iacobeni**, 1976, 123 p., 18 fig., 52 pl., 13,50 lei.

MIHAI CIOBANU, **Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamț**, 1977, 159 p., 71 fig., 48 pl., 22 lei.

* * * Sub red. S. Ștefănescu, G. Murgeanu, V. Mihăilescu, **Istoria științelor în România, Geologia. Geofizica. Geodezia. Geografia**, 1977, 324 p., 15 lei.

FLORIAN MARINESCU **Stratigrafia neogenului din vestul Bazinului Dacic**, 1977, 156 p., 34 fig., 6 pl., 17 lei.

St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie, t. 23, nr. 1, p. 1—166, București, 1978

I. P. „Informația" c. 7720

43 885

Lei 40.—

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

GEOLOGIE

2

TOMUL 23
1978

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

CONSILIUL DE CONDUCERE

Redactor responsabil:

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct:

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri:

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. NECULAI MACAROVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. DAN RĂDULESCU, dr. DAN PATRULIUS, geolog TEOFIL GRIDAN

Secretar de redacție:

Dr. N. ANASTASIU

COLEGIUL DE REDACȚIE

Acad. Dan Giușcă
Acad. Nicolae Petrulian
Prof. Virgil Ianovici
Geolog Teofil Gridan
dr. Nicolae Anastasiu

În țară, abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii din întreprinderi și instituții.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM, Departament Export-Import, Presă, P.O. Box 136—137, telex 011226, București, str. 13 Decembrie nr. 3, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie—Geologie"

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM Departement d'Exportation-Importation Presse, Boîte postale 136—137, télex 011226, Bucarest, str. 13 Decembrie 3, Roumanie, ou à ses representants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE—GEOLOGIE
Calea Victoriei nr. 125, R — 71021
București 22, sectorul 1
tel. 50.76.80.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei nr. 125, R-71021
București 22. sectorul 1
tel. 50.76.80.

1978 NOV 16

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 23 1978 nr. 2

STUDII

Pag.

RADU DIMITRESCU, UWE HAINO KASPER, Contribuţii la studiul granaţilor din seria de Cumpăna (Munţii Făgăraş) 169

TUDOR BERZA, Consideraţii privind vîrsta formaţiunilor cristalofiliene şi a masivelor granitoide din infrastructura părţii externe a autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali) 173

ION HÂRTOPANU, Cristalinul getic: metamorfism polifazic sau polimetamorfism? 185

MARIN ŞECLĂMAN, Transformările de fază ale mineralelor, cauză probabilă a cutremurelor cu focare adînci 195

I. MĂLDĂRESCU, Contribuţii la cunoaşterea bazaltelor cu xenolite de cuarţ de la Detunata 207

MARCEL MĂRUNŢIU, Consideraţii preliminare asupra caracterelor morfostructurale şi a evoluţiei geologice a rocilor ultrabazice asociate seriilor cristaline precambriene din Carpaţii Meridionali 215

MIHAI BĂLAN, MARGARETA DAVID, Date mineralogice privind parageneza cu piemontit de la Dealul Negru (Munţii Lotrului) 229

KLAUS GUNNESCH, MARINA GUNNESCH, CATRINEL VLAD, Consideraţii petrografice şi petrochimice asupra banatitelor din zona Teregova — Lăpuşnicel (Munţii Semenic) 239

Ş. VLAD, Metalogeneza triasică din zona Tulcea (Dobrogea de nord) 249

ANDREI GURĂU, Semnificaţia genetică a texturilor cu rubanare simetrică a sulfurilor şi mineralelor de gangă 259

VASILE BACALU, GHEORGHE MARTINOF, Resurse de minerale utile solide în Dobrogea de nord 273

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 167–334, BUCUREŞTI, 1978

VICTOR MOISESCU, Tentativă de clasificare a unităților litostratigrafice ale oligocenului superior din regiunea Cluj (NV-ul Transilvaniei) în lumina recomandărilor ghidului internațional de clasificare, terminologie și uz stratigrafic 283

D. PARASCHIV, Considerații asupra poziției stratigrafice și vîrstei unor magmatite efuzive din Platforma Moesică 291

I. COSTEA, DOINA COMȘA, C. VINOGRADOV, Microfaciesurile cretacicului inferior din Platforma Moesică 299

L. SZÁSZ, D. GRIGORESCU, GH. MARTINOF, Semnificația biostratigrafică a faunei de inocerami de la Caugagia (Bazinul Babadag, Dobrogea de nord) . 313

ILIE HUICĂ, Reprezentanți ai genului *Cardium* (*Cerastoderma*) în depozitele kersoniene de pe valea Cașinului (județul Bacău) 321

RĂZVAN GIVULESCU, ALEXE LĂCĂTUȘU, Cîteva plante fosile din cretacicul superior al Dobrogei 329

CONTRIBUȚII LA STUDIUL GRANAȚILOR DIN SERIA DE CUMPĂNA (MUNȚII FĂGĂRAȘ)

DE

RADU DIMITRESCU, UWE HAINO KASPER

Lucrarea de față încheie o serie de lucrări ale unuia din autori privind chimismul granaților și relația acestora cu roca înconjurătoare (U. H. K a s p e r, 1973, 1974 și 1975).

Granații analizați provin din cele două zone ale seriei de Cumpăna, Munții Făgăraș (R. D i m i t r e s c u, 1964):

— zona de Ezer, cu un metamorfism mai slab, corespunzător zonei cu almandin. Alterarea biotitului din parageneză indică o retromorfozare a rocii;

— zona de Măgura Ciinenilor, corespunzătoare zonei cu staurolit, în care granatul apare în parageneză cu staurolit, cuarț, biotit și muscovit.

Din probele colectate au fost analizați chimic 15 granați din cele două zone ale seriei de Cumpăna; 7 granați au fost analizați de autor, iar 8 de I. B u n e a (date nepublicate).

Tabelul nr. 1

Analiza chimică a granaților analizați de autor

Oxizi % \ Proba	Gs-LE	Gs-72	Gs-140	Gs-145	Gs-146	Gs-147	Gs-148
SiO_2	44,16	38,98	37,23	37,17	36,95	36,80	37,00
Al_2O_3	18,93	18,65	16,82	16,94	17,81	19,09	17,61
Fe_2O_3	4,14	9,26	10,65	7,31	4,93	7,01	8,06
FeO	24,58	27,50	28,15	30,28	32,59	30,39	29,42
MnO	1,91	0,61	1,34	1,44	0,49	1,22	1,24
MgO	2,71	2,60	3,16	1,67	3,72	2,72	1,79
CaO	3,31	2,34	3,49	5,72	3,06	3,68	5,28
Total	99,74	99,94	100,84	100,53	99,55	100,91	100,40

Gs-LE-M-Leoaota; Gs-72-V. Buda; Gs-140-V. Dîmbovița; Gs-145-V. Colții lui Andrei; Gs-146-V. cu Scara; Gs-147-V. Bunea; Gs-148-V. Comisului.

Toți granații analizați sînt piralspite și numai în trei probe proporția grossular-andradit atinge valori ceva mai mari. În cadrul seriei piropalmandin-spessartin predomină net almandinul (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Compoziția normativă a granaților

Proba	Pirop	Alm.	Spess.	Andr.	Gross.	Rest %
Gs-LE	15	70	4	11	—	8,36
Gs-72	11	80	2	7	—	4,36
Gs-140	14	71	4	11	—	8,26
Gs-145	7	72	3	18	—	3,63
Gs-146	15	75	1	9	—	0,68
Gs-147	12	73	3	12	—	5,59
Gs-148	8	72	3	17	—	6,03
Bunea-1	13	80	2	3	2	3
Bunea-2	14	76	2	8	—	3
Bunea-3	15	75	2	2	6	2
Bunea-4	16	76	2	6	—	1
Bunea-5	11	67	1	8	13	6
Bunea-6	12	64	5	6	13	8
Bunea-8	10	66	8	8	8	16
Bunea-9	15	67	5	13	—	9

Granații analizați de I. B u n e a provin : 1, 2, 3, V. Capra ; 4 și 5, V. Buda ; 6, Podragu ; 8, Bilea Lac ; 9, Lacul Doamna.

Pentru alte date în legătură cu acești granați vezi U.H. K a s p e r 1973 și 1974.

Este cunoscut că conținutul de mangan din granat depinde în primul rînd de rezerva în acest element a rocii și nu de gradul de metamorfism al acesteia (M. P. A t h e r t o n, 1965 *a* și *b*; U. H. K a s p e r, 1973). Valoarea conținutului de mangan din rocă și deci implicit și cea din granat condiționează participarea fierului (ca almandin) din granat. Odată epuizată rezerva de mangan din rocă, nu se mai formează spessartin, almandinul fiind acela care își mărește proporția. Acest lucru este arătat de diagrama mangan în granat (Mn^G)—FeO în granat $(FeO/FeO + MgO)^G$ (fig. 1).

B. A. S t u r t (1962) și K. N a n d i (1967) au construit o diagramă în care sînt grupați fierul și magneziul, pe de-o parte, și calciul și manganul, pe de altă parte, separînd astfel diferitele zone de metamorfism. Noi însă am arătat, ca și pentru seria de Sebeș — Lotru (U. H. K a s p e r, 1974), că variația calciului și manganului este neregulată la unul față de altul și deci nejustificată gruparea acestor două elemente (fig.2).

Urmărind variația fierului și magneziului din granat, se constată o proporționalitate inversă, care — prin gruparea lor — anulează variația fiecăruia ; nu este însă posibilă o separare a celor două zone de metamorfism, ținînd cont și de numărul redus de probe (fig. 3). Pe baza unei reacții propuse de S. K. S a x e n a (1968), se constată că numai magneziul și calciul sînt supuși la variații absolute în granații rocilor metamorfozate regional. Magneziul, pe măsura intensificării condițiilor de metamorfism, participă în măsură crescîndă la compoziția granatului — provenind din alte minerale coexistente — în timp ce calciul este eliminat

spre aceste minerale. Noi am construit o diagramă bazîndu-ne pe variația acestor două elemente. În această diagramă (fig. 4), calciul este exprimat ca număr de cationi la 24 de oxigeni, iar magneziul ca raportul

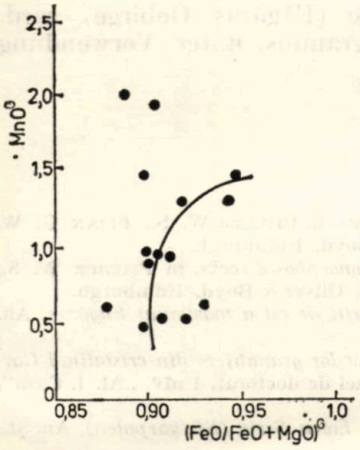


Fig. 1. — Diagrama de variație a manganului și fierului în granați.

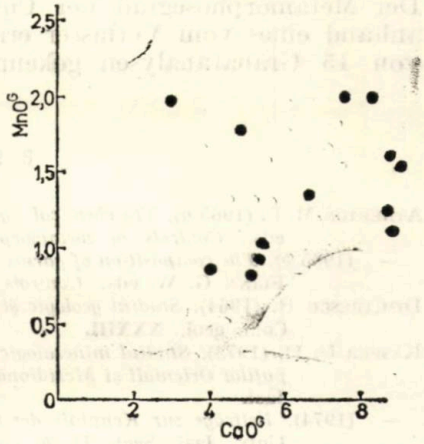
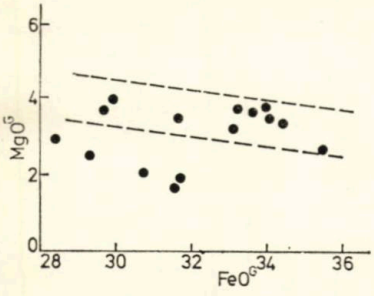


Fig. 2. — Diagrama de variație a manganului și calciului în granați.

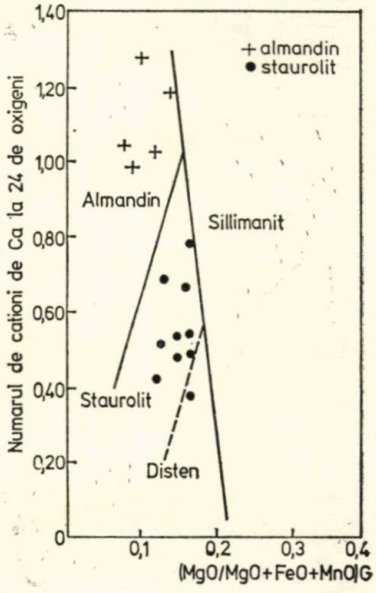
MgO/MgO+FeO+MnO. Prin această exprimare se ține cont de întreaga compoziție piralspitică a granatului.

Fig. 3. — Diagrama de variație a magneziului și fierului în granați.



→

Fig. 4. — Diagrama de variație a magneziului exprimat ca MgO/MgO + FeO + MnO în granat, funcție de numărul de cationi de calciu din granat, exprimat la 24 de oxigeni



BEITRÄGE ZUM STUDIUM DER GRANATE AUS DER CUMPĂNA—SERIE (FĂGĂRAȘ GEBIRGE)

ZUSAMMENFASSUNG

Der Metamorphosegrad der Cumpăna — Serie (Făgăraș Gebirge) wird, anhand eines vom Verfasser ermittelten Diagramms, unter Verwendung von 15 Granatanalysen gekennzeichnet.

BIBLIOGRAFIE

ATHERTON M. P. (1965 *a*), *The chemical significance of isograds*, în PITCHER W. S., FLINN G. W. eds., *Controls of metamorphism*, Oliver & Boyd. Edinburgh.

— (1965 *b*), *The composition of garnet in regionally metamorphosed rocks*, în PITCHER W. S., FLINN G. W. eds., *Controls of metamorphism*, Oliver & Boyd. Edinburgh.

DIMITRESCU R. (1964), *Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș*, An. Com. geol., **XXXIII.**

KASPER U. H. (1973), *Studiul mineralogic și geochimic al rocilor granatifere din cristalinul Carpaților Orientali și Meridionali*, Rezumatul tezei de doctorat, Univ. „Al. I. Cuza", Iași.

— (1974), *Beiträge zur Kenntnis der Granate der Sebeș-Lotru Serie (Südkarpaten)*, An. Șt., Univ. Iași, Secț. II, *b*, Geol., **20.**

— (1975), *Beziehung zwischen Metamorphosegrad und Granatchemismus in den Süd — und Ostkarpaten*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **19.**

NANDI K. (1967), *Garnets as indices of progressive regional metamorphism*, Miner. Mag., **36.**

SAXENA S. K. (1968), *Distribution of elements between coexisting minerals and the nature of solid solution in garnet*, Amer. Miner., **53.**

STURT B. A. (1962), *The composition of garnets from pelitic schists in relation to grade of regional metamorphism*, J. Petrol, **3.**

Primit în redacție la
7 octombrie 1977

Universitatea „Alexandru I. Cuza"
Iași, Catedra de geologie

CONSIDERAȚII PRIVIND VÎRSTA FORMAȚIUNILOR CRISTALOFILIENE ȘI A MASIVELOR GRANITOIDE DIN INFRASTRUCTURA PĂRȚII EXTERNE A AUTOHTONULUI DANUBIAN (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

TUDOR BERZA

Discuțiile privind vîrsta șisturilor cristaline și a masivelor granitoide din diferite zone ale Carpaților Meridionali au fost, și continuă în numeroase cazuri să fie, deosebit de animate. Restrîngîndu-și subiectul la regiunea de la sud de falia Cerna — Petroșani (partea externă a autohtonului danubian — M. Săndulescu, 1975), nota de față își propune să treacă în revistă structura acesteia, evoluția concepțiilor privind vîrsta formațiunilor cristalofiliene și a masivelor granitoide de aici și elementele concrete acumulate pînă în prezent ce permit datarea acestora.

Partea externă a autohtonului danubian aflorează în sudul jumătății vestice a Carpaților Meridionali, formînd, în Munții Parîng, Vîlcan, Culmea Cernei și Platoul Mehedinți, o fîșie lungă de circa 150 km, cu o lățime de 20—30 km. Cercetată de numeroși geologi, dintre care se remarcă îndeosebi L. Mrazec, Gh. Murgoci, G. Manolescu, G. Paliuc, Șt. Ghika-Budești și L. Pavelescu, această regiune a fost descrisă în ultimul timp ca fiind alcătuită dintr-o infrastructură (baicaliană — H. Savu, 1970; precambriană — T. Berza, 1976; assyntică — H. Savu, 1975), o suprastructură (hercinică — H. Savu, 1970; paleozoică — T. Berza, 1976) și o cuvertură sedimentară autohtonă.

Infrastructura părții externe a autohtonului danubian este constituită din formațiunile cristalofiliene de Drăgșan și Lainici—Păiuș și masivele granitoide cantonate în cadrul acestora. Formațiunea de Drăgșan, cu granitoidele de Culmea Cernei și Parîng, ocupă partea nordică a fîșiei de aflorare a infrastructurii, iar formațiunea de Lainici—Păiuș și granitoidele asociate ei se dispun în jumătatea sudică. Între cele două unități menționate există un important accident tectonic, evidențiat de G. Manolescu (1937 *a*, 1937 *b*) și L. și Maria Pavelescu (1962 *a*, 1962 *b*, 1964 *a*, 1964 *b*, 1970), și denumit recent „falia Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului" de T. Berza și A. C. Schuster (în H. Savu și colab., raport 1975).

Formațiunea de Drăgșan ocupă versantul nordic al munților Parîng, Vîlcan și Culmea Cernei, aflorînd ca o fîșie lungă de circa 120 km și lată de 5—15 km. În cadrul ei, aprecierile privind intensitatea metamorfismului suferit au condus la separarea a două complexe, considerate unul inferior și unul superior, și descrise ca: „complexul amfibolitelor" și „seria clastică" de G. Manolescu (1937 *a*, 1937 *b*), „complexul amfibolitic" și „complexul clorito-sericitos" de L. și Maria Pavelescu (1962 *a*, 1962 *b*, 1964 *a*, 1964 *b*, 1970), „seria infracambriană"

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 173—184, BUCUREȘTI, 1978

și „seria cambriană" de I. Solomon și colab. (1976), „seria de Drăgșan" și „seria de Vulcan" de H. Savu și colab., (1973 *b*, 1974, 1976). În ceea ce ne privește, am ajuns la concluzia că aspectul diferit al șisturilor cristaline ale formațiunii de Drăgșan din vecinătatea limitei cu suprastructura se datorește importanței deosebite pe care o au în această zonă fenomenele de retromorfism, în Culmea Cernei și Munții Vîlcan formațiunea de Drăgșan fiind inițial în întregime metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor (T. Berza, 1975). Referitor la stratigrafia formațiunii, în Culmea Cernei și vestul Munților Vîlcan am distins (T. Berza, 1976) un complex al amfibolitelor, inferior, cu o grosime de circa 3 000 m, și un complex al gnaiselor micacee, superior, gros de cîteva sute de metri. Într-un mod similar, în estul Munților Vîlcan și în Munții Parîng, L. Anton (raport, 1974, 1975) și A. C. Schuster consideră că secvențele descrise ca șisturi clorito-sericitoase ale complexului superior al formațiunii de Drăgșan reprezintă fie amfibolite retromorfozate, fie metatufuri bazice ale formațiunii paleozoice de Latoriță.

Din punct de vedere petrografic, complexul amfibolitelor al formațiunii de Drăgșan este alcătuit, în ordinea frecvenței, din gnaise amfibolice, amfibolite, gnaise biotitice, gnaise micacee, gnaise cuarțofeldspatice, în timp ce complexul gnaiselor micacee este reprezentat predominant prin roci de acest tip, însoțite de gnaise amfibolice sau biotitice. Prezența, în rocile menționate mai sus, a paragenezelor andezin + hornblendă ± almandin, diopsid + andezin și staurolit ± disten, indică pentru formațiunea de Drăgșan o intensitate a metamorfismului corespunzătoare subfaciesului staurolit-almandin al faciesului amfibolitelor (T. Berza, 1976). După cum s-a mai amintit, în vecinătatea suprastructurii, sau în apropierea faliei Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului, intense fenomene de retromorfism conduc la apariția paragenezelor și a aspectelor caracteristice șisturilor verzi, doar rare relicte de minerale ale fazei progresive, principale, dovedind caracterul polimetamorfic al acestor roci.

În ceea ce privește originea materialului inițial, natura și ponderea diferitelor tipuri de șisturi cristaline sugerează pentru complexul amfibolitelor derivarea dintr-un complex vulcano-sedimentar, în timp ce complexul gnaiselor micacee corespunde unei secvențe predominant argiloase.

În cadrul formațiunii de Drăgșan sînt cantonate două masive granitoide, în Culmea Cernei (Viorica Iancu, 1974, 1977) și în Munții Parîng (G. Paliuc, 1937; H. Savu și colab., 1976), alcătuite predominant din granodiorite cu biotit ± hornblendă și, subordonat, din granite și diorite cuarțifere.

La sud de falia Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului, pe versantul sudic al munților Parîng și Vîlcan și în Platoul Mehedinți, infrastructura părții externe a autohtonului danubian este reprezentată prin formațiunea de Lainici—Păiuș și masivele granitoide puse în loc în cadrul ei. În ceea ce privește stratigrafia acestei formațiuni, majoritatea cercetătorilor au distins în cadrul ei două complexe, unul reprezentat în special prin gnaise în general grafitoase și calcare cristaline și unul alcătuit predominant din cuarțite și gnaise biotitice, dar succesiunea acestora a fost diferit interpretată. L. Mrazec (1904), G. Manolescu (1937 *a*), A. C. Schuster (1973), H. Savu (1972) și T. Berza (1976) au plasat

complexul cu calcare cristaline în bază, în timp ce L. Pavelescu (1963), I. şi Elvira Bercia (raport 1963) şi Viorica Iancu (1974) i-au atribuit acestui complex o poziţie superioară.

Complexul carbonato-grafitos (A. C. Schuster, 1973) al formaţiunii de Lainici-Păiuş are o grosime de aproximativ 1 000 m şi este format din gnaise micacee cu grafit ± andaluzit ± sillimanit ± cordierit, calcare cristaline, calcşisturi, paraamfibolite şi cuarţite biotitice extrem de bogate în granat. Complexul cuarţitelor şi gnaiselor biotitice are o grosime de circa 2 000 m şi este reprezentat prin cuarţite, cuarţite feldspatice, cuarţite biotitice, gnaise biotitice, gnaise cuarţofeldspatice. Din punctul de vedere al materialului premetamorfic, primul complex provine din calcare, marne şi argile, iar al doilea derivă din gresii şi siltite.

O caracteristică extrem de importantă a formaţiunii de Lainici — Păiuş este pătrunderea ei de topituri granitice (G. Manolescu, 1937 *a*), ce duce la o intensă migmatizare (N. Stan, 1977), urmată de punerea în loc a marilor masive granitoide, care ocupă peste jumătate din suprafaţa de aflorare a formaţiunii. În ceea ce priveşte tipul şi intensitatea metamorfismului suferit, spre deosebire de cercetătorii anteriori, H. Savu (1970) a considerat că acesta a avut loc sincron cu punerea în loc masivelor granitoide, în condiţii de presiune coborîtă, şi l-a definit ca „metamorfism de contact sincinematic sau danubian". Acceptînd, ca cea mai probabilă, această ipoteză, am interpretat însă diferit intensitatea acestui metamorfism în zonele îndepărtate de masivele granitoide, susţinînd atingerea şi în aceste puncte a faciesului amfibolitelor, datorită caracterului regional al paragenezelor andezin + hornblendă ± almandin şi diopsid + calcit (T. Berza, 1976).

Asemănător formaţiunii de Drăgşan, formaţiunea de Lainici — Păiuş este intens retromorfozată, îndeosebi în vecinătatea faliei Vîrful lui Stan — Curmătura Olteţului şi sub limita cu suprastructura paleozoică.

Masivele granitoide cantonate în formaţiunea de Lainici — Păiuş sînt : Buseşti (Al. Codarcea, 1940; D. Mercus, 1976)[1], Tismana (L. şi Maria Pavelescu, 1962 *b*; T. Berza, 1976), Frumosu (L. şi Maria Pavelescu, 1962 *a*; T. Berza, raport, 1977), Bîlta (T. Berza, 1976), Suşiţa (G. Manolescu, 1937 *a*; H. Savu şi colab., 1972 *a*, 1972 *b*, 1973 *b*), Reci (M. Georgescu, 1969) şi Cărpiniş — Novaci — Olteţ (H. Savu şi colab., 1973 *a*; A. C. Schuster, 1973).

Natura tectonică a relaţiilor dintre formaţiunile de Drăgşan şi Lainici — Păiuş a dus la variate interpretări : formaţiunea de Drăgşan mai veche (H. Savu şi colab., 1972 *a*; Viorica Iancu, 1974; T. Berza, 1976), formaţiunea de Lainici — Păiuş mai veche (H. Savu şi colab., 1974), sau formaţiuni sincrone cu faciesuri diferite (L. Pavelescu şi colab., 1964; L. şi Maria Pavelescu, 1970; A. C. Schuster, 1972; H. Savu şi colab., 1973 *b*). În ceea ce priveşte metamorfismul lor, s-a arătat recent (T. Berza, 1976) că datorită deosebirilor de tip baric, trebuie considerate fie două etape de meta-

[1] Comunicare la sesiunea Facultăţii de geologie-geografie a Universităţii Bucureşti.

morfism distincte, fie o pereche de fîșii metamorfice (paired metamorphic belts), în sensul lui Miyashiro (1972).

Suprastructura părții externe a autohtonului danubian este reprezentată prin formațiunile paleozoice de Valea Izvorului (I. Stănoiu, 1972), Coarnele (I. Stănoiu, 1976), Tusu (I. Stănoiu, 1976), Latoriţa (A. C. Schuster), Vidruţa (A. C. Schuster), Gîrbovu (I. Stănoiu, 1976), sau Oslea (S. Năstăseanu, 1973), metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, ce aparţin la două cicluri de sedimente, de vîrstă paleozoic inferioară și, respectiv, carbonifer inferioară.

Cuvertura sedimentară autohtonă cuprinde depozitele molasei hercinice și cele ale ciclurilor de sedimentare Liasic — cretacic inferior și cretacic superior.

Evoluția concepțiilor privind vîrsta formațiunilor cristalofiliene și a masivelor granitoide din infrastructura părții externe a autohtonului danubian reflectă îmbogățirea cunoștințelor privind geologia acestei regiuni. Astfel, atribuind atît cuvertura sedimentară autohtonă cît și suprastructura paleozoică mezozoicului, L. Mrazec (1904) consideră că șisturile cristaline și granitele subiacente acestora sînt sigur antemezozoice, probabil chiar antecarbonifere. Această concepție este în continuare împărtășită de Șt. Ghika-Budești (1934), G. Manolescu (1937 *a*; 1937 *b*) și G. Paliuc (1937), rămînînd dominantă circa șase decenii. În 1953, L. Pavelescu consideră însă că formațiunea de Drăgșan din Munții Retezat este probabil de vîrstă paleozoic inferioară, ea suportînd formațiunea de Tulișa, atribuită carboniferului, separată cu această ocazie de depozitele mezozoice ale cuverturii sedimentare autohtone. Pe baza aceluiași raționament, Al. Codarcea și L. Pavelescu (1963) și L. Pavelescu (1963) atribuie ciclului caledonian masivele granitoide din autohtonul danubian și complexul superior al seriei de Drăgșan, complexul inferior al acesteia și seria de Lainici — Păiuș fiind conferite precambrianului.

Cu excepția unei lucrări semnate de Gr. Răileanu și colab. (1966), în care metasomatoza potasică postulată a fi generat granitele porfiroide de Tismana este descrisă ca afectînd depozite atribuite permianului, tendința de reconsiderare spre mai vechi a vîrstei infrastructurii părții externe a autohtonului danubian este generală în lucrările ulterioare. Astfel, bazați pe primele date de vîrstă model K/Ar, Marcela Dessila-Codarcea și H. Savu (1967), atribuind aceste șisturi cristaline și masive granitoide tot ciclului caledonian, menționează totuși și posibilitatea ca ele să aparțină ciclului baicalian. D. Giușcă și colab. (1969) plasează „seria de Drăgșan inferioară" (amfibolitele formațiunii de Drăgșan) și, cu rezerve, formațiunea de Lainici — Păiuș, în ciclul prebaicalian, „seria de Drăgșan superioară" (= seria clastică, G. Manolescu, 1937 *a*) și masivele granitoide din autohton — cu excepția celui de Tismana, pentru care se menționează și posibilitatea de a fi mai nou — revenind ciclului balcalian. După H. Savu (1970, 1972), formațiunile infrastructurii părții externe a autohtonului danubian aparțin numai ciclului baicalian, iar T. Berza (1972) argumentează și apartenența masivului Tismana la același ciclu. L. și Maria Pavelescu (1970) consideră că „seria de Lainici — Păiuș și complexul amfibolitelor al seriei de Drăgșan" s-au format în orogeneza laurențian-huroniană,

iar „complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan" aparține orogenezei assyntice; A. C. Schuster (1972) atribuie însă aceste formațiuni unui ciclu baicalian vechi (900 — 700±50 mil. ani) și respectiv unui ciclu baicalian stricto sensu (700 ± 50 — 550 mil. ani), în care are loc și intruziunea granitoidelor.

Recent, formațiunile cristalofiliene și masivele granitoide din regiunea discutată au fost descrise ca aparținînd ciclului cadomian de T. Berza (1976) și respectiv assyntic, de H. Savu (1975). După acest ultim autor, „seria de Lainici — Păiuș" corespunde precambrianului III B_1, cea de Drăgșan precambrianului III B_2, iar „seria de Vulcan" (= seria clastică) este cambrian inferioară. I. Solomon și colab. (1976) atribuie însă o parte din formațiunile de Drăgșan și Lainici — Păiuș din Munții Vîlcan „seriei infracambriene", cealaltă parte fiind repartizată „seriei cambriene". Pe hărțile geologice la scara 1 : 50 000 ale Institutului de geologie și geofizică, formațiunile de Lainici — Păiuș și Drăgșan sînt conferite precambrianului superior B, considerat a reprezenta intervalul 850 ± 50 — 575 mil. ani, iar masivele granitoide sînt figurate în legendă ca „magmatite precambrian superioare — paleozoic inferioare".

Deși, după cum s-a văzut mai sus, în linii mari, în ultima vreme majoritatea cercetătorilor care se ocupă de formațiunile cristalofiliene și masivele granitoide din partea externă a autohtonului danubian iau în considerare precambrianul superior, există numeroase interpretări atît privind încadrarea mai precisă în acest precambrian superior a formațiunilor, cît și referitor la cota parte atribuită cambrianului. În cele ce urmează, vom analiza elementele directe și indirecte existente în prezent, ce pot aduce precizări în aceste probleme.

Datările paleontologice, în special palinologice, bogate în ultimul timp pentru suprastructura paleozoică, lipsesc pentru formațiunile infrastructurii părții externe a autohtonului danubian [2]. Trebuie însă menționat faptul că o analiză palinologică de pe Valea de Pești (prelevată de sub calcarul de Oslea, amonte de confluența cu Valea Seacă), ce a indicat o vîrstă cambrian-ordoviciană, a determinat pe I. Solomon și colab. (1976) să atribuie șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici — Păiuș din Valea de Pești „seriei cambriene". După I. Stănoiu (1976), A. C. Schuster (comunicare verbală, 1976), Antoaneta Seghedi (comunicare verbală, 1976) și după părerea noastră, acest punct fosilifer este însă situat în cadrul unei formațiuni de vîrstă paleozoic inferioară, interpusă pe cîteva sute de metri de profil între cea de Oslea — Gîrbovu (carbonifer inferioară) și cea de Lainici — Păiuș; semnalăm cu această ocazie neseparareа și în numeroase alte puncte (Muntele Nedeuța, izvoarele Gîrbovului, Pasul Vulcan etc.) de către I. Solomon și colab. (1976) a formațiunii paleozoic inferioare de cea de Lainici — Păiuș, confuzie favorizată de caracterul predominant metapsamitic al ambelor și de intensul retromorfism suferit de formațiunea de Lainici — Păiuș.

O altă analiză microfloristică ce trebuie amintită în acest context este cea comunicată de A. C. Schuster și Adina Visarion [3]

[2] Cîteva probe, pe care le-am recoltat din formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș, au fost analizate de Adina Visarion, căreia îi mulțumim pe această cale, dar s-au dovedit sterile.

[3] Comunicare la Institutul de geologie și geofizică, aprilie 1977.

ca prelevată din defileul Jiului, la km 124,300. Ea a fost recoltată dintr-un afloriment de „şisturi-cuarţoase-sericitoase-cloritoase", situat chiar în baza şisturilor grafitoase, asimilate de autori cu formaţiunea de Vidruţa şi considerate carbonifer inferioare, de la Iscroni, şi a furnizat forme care „deşi apar din precambrianul superior şi se continuă în paleozoicul inferior sînt mai frecvente în intervalul ordovician-silurian decît în intervalul vendian-cambrian inferior"; pe această bază şi ţinînd seama şi de litologia aflorimentului, autorii citaţi atribuie punctul fosilifer „nivelelor bazale ale complexului inferior al formaţiunii de Latoriţa".

Cu tot caracterul ei informativ, această analiză este importantă, deoarece în zona superioară a defileului Jiului situaţia a fost diferit interpretată pînă în prezent, primele cîteva sute de metri ale profilului, între şisturile grafitoase amintite şi amfibolitele doar puţin retromorfozate, fiind atribuite „seriei clastice" de G. Manolescu (1937 *a*), „complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgşan" de L. Pavelescu şi colab. (1964), sau „seriei de Vulcan" de H. Savu şi colab. (1973 b, 1974, 1976), în timp ce noi am considerat că aspectul actual se datoreşte retromorfismului gnaiselor amfibolice sau biotitice ale formaţiunii de Drăgşan, foarte evident în baza şisturilor grafitoase ce aparţin suprastructurii paleozoice. În lipsa unei clare separări pe teren a retromorfitelor formaţiunii de Drăgşan faţă de şisturile epimetamorfice ale formaţiunii de Latoriţa (aspect menţionat şi de A. C. Schuster şi Adina Visarion), situaţia poate fi cea prezentată de autorii citaţi, dar analiza poate proveni şi de la partea superioară a formaţiunii de Drăgşan. În acest din urmă caz (cel mai probabil însă, după părerea noastră), formele determinate circulînd în precambrianul superior şi în paleozoicul inferior, rezultă că acesta ar fi intervalul căruia ar trebui să i se atribuie partea superioară a formaţiunii de Drăgşan.

Deşi pînă în prezent nu au condus la datări directe mai concludente, datele paleontologice, obţinute în partea externă a autohtonului danubian pentru formaţiunile transgresive pe infrastructură, au indicat cu certitudine vîrsta antesiluriană (posibil chiar anteordoviciană) a acesteia, sedimentarea, metamorfismul şi granitizarea formaţiunilor de Drăgşan şi Lainici — Păiuş şi formarea faliei Vîrful lui Stan — Curmătura Olteţului fiind anterioare depunerii formaţiunilor paleozoice inferioare datate paleontologic.

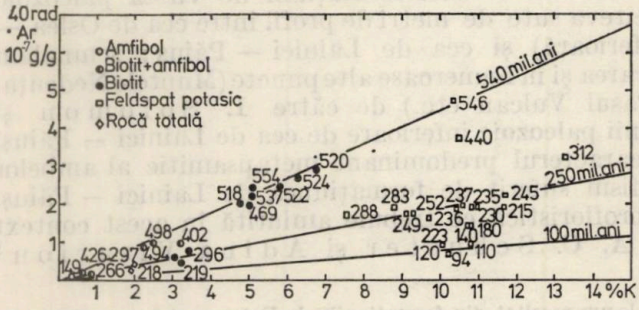


Fig. 1. — Diagrama $K/Ar^{40\ rad}$ a granitoidelor şi metamorfitelor din infrastructura părţii externe a autohtonului danubian. Datele analitice după M. Soroiu şi colab. (1970) şi Silvia Mînzatu şi colab. (1975).

Începînd din 1965, pe eşantioane prelevate din infrastructura părţii externe a autohtonului danubian au fost obţinute vîrste radiogene model

K/Ar, atît în cadrul I.G.G. (Maria Lemne și colab., raport, 1966; Silvia Mînzatu și colab., 1975), cît și în laboratoarele I.F.A. (M. Soroiu și colab., 1970). Au fost analizate hornblende dintr-un amfibolit și probe de amfibol + biotit, biotit, sau feldspat potasic, separate din diferite masive granitoide din munții Vîlcan și Parîng, precum și probe de rocă totală din aceiași plutoni. Proiectarea diferențiată a valorilor K și $Ar^{40\ rad}$ obținute de autorii citați (figura 1) permite următoarele constatări: a) majoritatea analizelor efectuate pe biotite sau pe concentrate de biotit + amfibol și o analiză de feldspat potasic se grupează în vecinătatea unei izocrone de 540 mil. ani (554 — 494 mil. ani); b) majoritatea determinărilor efectuate pe feldspați potasici, cîteva din cele pe biotite și cele pe roci totale se distribuie în jurul unei izocrone de 250 mil. ani (215 — 297 mil. ani); c) cîteva analize de feldspați potasici definesc o izocronă de 100 mil. ani; d) 7 din cele 37 de analize nu se proiectează în vecinătatea celor trei izocrone menționate, avînd valori intermediare (440, 426, 402, 312 și 180, 149 — analiza pe amfibolit, 148 mil. ani).

Interpretarea diagramei din figura 1 trebuie făcută atît ținînd cont de caracteristicile comportării argonului radiogen în diferite minerale, cît și avînd în vedere fixarea în timp, pe criterii geologice, a evenimentelor importante în geneza acestui sector al Carpaților Meridionali. Din primul punct de vedere, cu toate excepțiile reciproce, gruparea preferențială a analizelor efectuate pe biotite în domeniul vîrstelor ridicate și a celor pe feldspați potasici la vîrste mai noi, este datorată pierderii mai accentuate de $Ar^{40\ rad}$ a acestora din urmă, ca o consecință a unor evenimente ulterioare. Din punct de vedere geologic, asemenea evenimente, cu repercusiuni importante asupra infrastructurii autohtonului, au fost metamorfismul hercinic de vîrstă carboniferă medie (circa 300 mil. ani), care a acționat progresiv, în faciesul șisturilor verzi, asupra suprastructurii și regresiv asupra infrastructurii, și șariajul getic, de vîrstă cretacic superioară (circa 70 mil. ani). Față de izocronele K/Ar din figura 1, se remarcă însă o întinerire cu circa 50 mil. ani a evenimentului hercinic și un plus de circa 30 mil. ani pentru cel alpin. Luînd în considerare și existența valorilor intermediare, această situație poate fi explicată pe de-o parte prin reîntinerirea vîrstelor carbonifere (apărute la rîndul lor prin reîntinerirea unor vîrste mai vechi) în mișcările alpine și, pe de altă parte, prin faptul că efectul celor din urmă nu a fost totuși suficient de puternic, în nici unul din punctele de unde au fost colectate respectivele analize, pentru a îndepărta complet argonul^{40} radiogen deja acumulat, repornind „ceasul atomic" de la zero, condiție necesară pentru ca determinările de azi să indice valori de 70 mil. ani pe roci cu o vîrstă reală de peste 500 mil. ani.

În ceea ce privește izocrona K/Ar de 540 mil. ani, este foarte probabil ca ea să reflecte chiar punerea în loc a masivelor granitoide din partea externă a autohtonului danubian. Considerăm că această izocronă „reflectă" doar momentul de punere în loc, fără a-l data cu această valoare, din două motive. Primul este că, deși gruparea unor proiecții din figura 1 este suficient de strînsă pentru a permite trasarea unei izocrone de 540 mil. ani, există o gamă completă de valori de 550, 540, 530, 520, 510, 500 și 490 mil. ani, indicînd, alături de valorile inter-izocrone de 440, 426, 402 și 312 mil. ani, un efect mai mult sau

mai puţin accentuat al evenimentelor ulterioare; din această cauză, se poate considera că şi valorile maxime sînt întinerite cu un număr oarecare de zeci de milioane de ani, număr imposibil însă de precizat. A doua obiecţie pentru datarea la 540 mil. ani a masivelor granitoide o constituie faptul că ceasul atomic K/Ar începe să funcţioneze, prin blocarea argonului, radiogen în sistem, doar odată cu scăderea temperaturii la circa 300°C, în timp ce consolidarea magmelor ce au generat aceşti plutoni a avut loc la temperaturi de ordinul 1 000—600°C (H. Savu şi colab., 1972 *a*; T. Berza, 1976). Ţinînd cont, pe de-o parte, de faptul că pentru corpuri cu astfel de dimensiuni, după calculele făcute de E. S. Larsen (1945), J. C. Jaeger (1957) şi H. R. Shaw (1965), timpul de răcire, chiar în cazul punerii în loc la nivele superficiale ale scoarţei, este de ordinul milioanelor de ani, şi, pe de altă parte, de probabila intruziune, conform ipotezei lui H. Savu (1970), a magmelor într-un mediu cu temperatura ridicată (peste 500°C, după paragenezele prezentate mai sus pentru formaţiunea de Lainici — Păiuş), rezultă că între acest „cooling age" şi momentul formării masivelor granitoide există o diferenţă semnificativă de timp.

Ambele observaţii făcute sînt însă doar de natură calitativă, arătînd că vîrsta reală a plutonismului acid din partea externă a autohtonului danubian este de peste 540 mil. ani; diferenţa de timp nu poate fi măsurată pe această bază, dar credem că este de ordinul zecilor de milioane de ani. O determinare prin metoda U/Pb efectuată de M. Soroiu pe zircon separat din granitul de Tismana (I. Solomon, discuţii la şedinţa de comunicări a I.G.G. din 25 februarie 1976) a dat 650 mil. ani, iar o vîrstă K/Ar de 656 ± 19 mil. ani a fost obţinută de M. Soroiu şi colab. (1970) pe o probă prelevată tot din infrastructura autohtonului danubian, dar din partea internă a acestuia. Pe aceste considerente, ştiut fiind că limita precambrian — cambrian este apreciată, de diferiţi autori, la 550—570 mil. ani, considerăm că datele de vîrstă model K/Ar justifică plasarea la sfîrşitul precambrianului a intruziunii masivelor granitoide din partea externă a autohtonului danubian; numai o valoare mai mică de 10—30 mil. ani a diferenţei de timp dintre izocrona de 540 mil. ani şi vîrsta reală, ipoteză după părerea noastră extrem de improbabilă, ar justifica plasarea în cambrian a plutonismului acid din regiune.

Acceptînd ideea intruziunii la sfîrşitul precambrianului a masivelor granitoide de Tismana, Şuşiţa, Parîng şi Cărpiniş — Novaci — Olteţ, din care provin datele izotopice discutate mai sus, rezultă că vîrsta formaţiunilor de Lainici — Păiuş şi de Drăgşan, în care aceşti plutoni sînt cantonaţi, este anterioară cambrianului.

În ceea ce priveşte cronologia mai de detaliu, în cadrul precambrianului, a formaţiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian, respectiv precizarea relaţiei de timp dintre formaţiunile de Drăgşan şi de Lainici — Păiuş, nu există în prezent nici un element concret ce ar permite o astfel de departajare. Cu ajutorul unor raţionamente expuse pe larg în altă parte (T. Berza, 1976), am opinat însă pentru o vîrstă mai veche atît a sedimentării cît şi a metamorfismului barrowian al formaţiunii de Drăgşan, întruziunea masivelor granitoide din ambele formaţiuni avînd însă loc probabil în aceeaşi perioadă, concomitent cu metamorfismul de joasă presiune al formaţiunii de Lainici — Păiuş. Referitor la

aceste masive, deși ele au fost considerate unele sincinematice și altele tardecinematice (Al. Codarcea, L. Pavelescu, 1963; H. Savu, 1970), lipsa unor relații directe între ele nu dovedește o succesiune în timp, iar comparațiile făcute pe baze structurale nu sînt totdeauna în favoarea grupelor stabilite de autorii citați. Astfel, masivul Frumosu, considerat sincinematic, are plagioclazi zonați și o textură inițială [4] complet neorientată a rocilor (T. Berza și colab., raport 1977), spre deosebire de masivul Tismana „tardecinematic", în care rocile au frecvent texturi gnaisice (T. Berza, 1976).

Comparațiile ce pot fi făcute cu unele din formațiunile cristalofiliene din infrastructura părții interne a autohtonului danubian, pentru care Adina Visarion (raport 1977) a prezentat date palinologice informative, sînt după cum urmează. În seria „amfibolitelor de Măru", paralelizată de A. C. Schuster (1972) și H. Savu și colab. (1974) cu formațiunea de Drăgșan, asociația de spori determinată de Adina Visarion „nu depășește limita precambrianului superior". Formele identificate în „seria de Neamțu" au condus autoarea citată la concluzia că „această formațiune poate fi conferită precambrianului (precambrian superior)", apoi „se sugerează posibilitatea de a considera că seria de Corbu aparține paleozoicului inferior — cambrian și nu precambrianului superior", iar „seria de Rîușorul poate fi atribuită, în lumina noilor date, în precambrianul B (vendian)". Din punctul de vedere al metamorfismului, formațiunile de Măru și de Neamțu sînt metamorfozate în faciesul amfibolitelor (N. Gherasi și colab., 1968; I. și Elvira Bercia, 1975), asemănător formațiunilor din infrastructura părții externe a autohtonului danubian, în timp ce formațiunile de Rîușoru și de Corbu au paragenezele faciesului șisturilor verzi (L. Pavelescu, 1957; I. și Elvira Bercia, 1975).

Tot în partea internă a autohtonului danubian, în formațiunea de Zeicani, metamorfozată în faciesul șisturilor verzi, N. Gherasi și colab. (1973) citează asociații microfloristice ce indică intervalul infracambrian — cambrian inferior, iar I. Solomon și colab. (1977) atribuie formațiunii de Drăgșan o succesiune de șisturi cuarțitice sericitocloritoase cu un conținut microfloristic cambrian (mediu — superior?), dar pe care noi o considerăm, împreună cu A. C. Schuster (comunicare verbală, 1976), ca aparținînd suprastructurii paleozoice.

Analiza elementelor concrete, existente în prezent, referitoare la vîrsta formațiunilor cristalofiliene și a masivelor granitoide din partea externă a autohtonului danubian permite, cu grade de certitudine diferite, formularea următoarelor concluzii:

— evoluția premetamorfică a formațiunilor de Lainici — Păiuș și de Drăgșan, metamorfismul acestora și punerea în loc a masivelor granitoide sînt dovedite paleontologic a fi avut loc înaintea silurianului;

— după datele izotopice, cu o extrem de mare probabilitate, aceste evenimente s-a petrecut chiar înaintea cambrianului;

---

[4] În parte nordică a plutonului, situată în apropierea faliei Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului, rocile sînt puternic laminate, cu plane S secundare și parageneze de temperatură joasă cu clorit, stilpnomelan, albit, sericit, epidot, calcit etc.

— în cadrul precambrianului, este foarte probabil că sedimentarea şi magmatismul bazic premetamorfic (în cazul formaţiunii de Drăgşan) au avut loc, ţinînd seama de corelările regionale, în precambrianul superior, iar metamorfismul şi plutonismul acid se plasează spre sfîrşitul acestui interval cronostratigrafic;

— există unele indicaţii că vîrsta granitoidelor ar fi de aproximativ 650 mil. ani; în acest caz, sedimentarea formaţiunilor de Lainici — Păiuş şi de Drăgşan poate să se fi petrecut cu 700—800 mil. ani în urmă.

THE AGE OF THE METAMORPHOSED FORMATIONS AND GRANITOID MASSIFS FROM THE EXTERNAL PART OF THE DANUBIAN AUTOCHTHONOUS' INFRASTRUCTURE: A CRITICAL REVIEW

SUMMARY

The analysis of the available data on the age of the metamorphosed Drăgşan and Lainici — Păiuş formations and associated granitoid massifs, that make up the infrastructure of the Danubian Autochthonous' external part, leads to several conclusions, of different degrees of reliability.

It is proved, on paleontological grounds supplied by the Paleozoic unconformable superstructure, that both the sedimentation of the Drăgşan and Lainici — Păiuş formations, their metamorphism and the intrusion of the granitoid massifs cutting them, took place before the Silurian.

It is almost certain, from the K/Ar ages recorded in the granites from the discussed region, that these events occurred prior to the Cambrian. It is highly probable, from the correlation with the metamorphic formations from the internal part of the Danubian Autochthonous, which were dated by microfloristic associations, that the Drăgşan and Lainici — Păiuş formations belong to the Upper Precambrian (considered as the interval 850 $\pm$ 50 — 575 million years) and that the acid plutonism is confined to the end of this era.

There are some radiogenic indications that the age of the granitoids is around 650 million years; in this case, the sedimentation of the Drăgşan and Lainici — Păiuş formations may be considered to have taken place some 700 — 800 million years ago.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia Elvira (1975), *Formaţiunile cristalofiliene din sectorul românesc al Dunării (Banat — Carpaţii Meridionali)*, An. Inst. geol., geof., **XLIII**, 5.

Berza T. (1972), *Şisturi cristaline şi roci granitoide între valea Tismanei şi valea Bistriţei (Munţii Vulcan)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *1*, 79.

— (1975), *„Seria clastică" şi cîteva probleme de stratigrafie şi metamorfism ale formaţiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **20**.

— (1976), *Studiul mineralogic şi petrografic al masivului granitic de Tismana*, Teză de doctorat, Univ. Bucureşti.

Codarcea Al. (1940), *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinţi*, An. Inst. Geol., **XX**, *1*.

CODARCEA AL., PAVELESCU L. (1963), *Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, 1961, **II**, 9.

DESSILA-CODARCEA MARCELA, SAVU H. (1967), *Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **12**, *2*, 351.

GEORGESCU M. (1969), *Complexul de Reci din Munții Parîng*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XI**, 283.

GHERASI N., ZIMMERMANN VOICHIȚA, ZIMMERMANN P. (1968), *Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a Munților Țarcu (Banatul de est)*, D.S. Inst. geol., **LIV**, *1*, 55.

GHERASI N., VISARION ADINA, ZIMMERMANN P. (1973), *Considerații asupra vîrstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a Munților Godeanu (Carpații Meridionali)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *2*, 303.

GHIKA-BUDEȘTI ȘT. (1934), *Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol., **XVI**, 419.

GIUȘCĂ D., SAVU H., BERCIA I., KRÄUTNER H. (1969), *Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine de pe teritoriul României*, Bul. Soc. șt. geol. Rom., **XI**, 163.

IANCU VIORICA (1974), *Considerații privind geologia formațiunilor metamorfice și a rocilor granitoide asociate din zona Vîrful lui Stan-piriul Paltinului (Munții Cernei)*, D.S. Inst. geol., **LX**, *1*, 87.

— (1977), *Observații asupra relațiilor structurale ale formațiunilor de pe cursul mijlociu al văii Cerna (județul Caraș-Severin)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII**, *5*, 39—56.

JAEGER J. C. (1957), *The temperature in the neiborhood of a cooling intrusive sheet*, Amer. J. Sci., **255**, 206.

LARSEN E. S. (1945), *Time required for the crystallisation of the great batholith of Southern and Lower California*, Amer. J. Sci., **243** A, 399.

MANOLESCU G. (1937 *a*), *Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie)*, An. Inst. geol., **XVIII**, 79.

— (1937 *b*), *Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului*, Acad. Rom., Mem. Secț. șt., seria a III-a, **XII**, *6*.

MIYASHIRO A. (1972), *Metamorphism and related magmatism in plate tectonics*, Amer. J. Sci., **272**, 629.

MÎNZATU SILVIA, LEMNE MARIA, VÎJDEA ELEONORA, TĂNĂSESCU ANCA, IONCICĂ MAGDALENA, TIEPAC I. (1975), *Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România*, D.S. Inst. geol., geof., **LXI**, *5*, 85.

MRAZEC L. (1904), *Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain)*, C.R. IX congr. Géol. Intern., 1903, Vienne.

NĂSTĂSEANU S. (1973), *Notă preliminară privind paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali*, D.S. Inst. geol., **LIX**, *4*, 71.

PALIUC G. (1937), *Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales)*, An. Inst. geol., **XVIII**, 173.

PAVELESCU L. (1953), *Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezatului*, An. Com. geol., **XXV**, 119.

— (1957), *Geologia Carpaților Meridionali*, An. Rom. Sov.

— (1963), *Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien*, Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V, 1961, **11**, 167.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA (1962 *a*), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani Muntele Oslea*, D.S. Com. geol., **XLVIII**, 153.

— (1962 *b*), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana— V. Bistrița*, D.S. Com. geol., **XLVIII**, 177.

— (1964 *a*), *Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani*, An. Com. geol., **XXXIII**, 45.

— (1964 *b*), *Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali*, D.S. Com. geol., **L**, *1*, 61.

— (1970), *Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali*, An. Inst. geol., **XXXVIII**, 181.

PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA, BERCIA I., BERCIA ELVIRA (1964), *Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni*, D.S. Com. geol., **L**, *1*, 43.

RĂILEANU GR., BERCIA I., POP GR. (1966), *Asupra vîrstei unor roci granitoide din Munții Vîlcan (Carpații Meridionali)*, D.S. geol., **LXIII**, *1*, 127.

SAVU H. (1970), *Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali)*, D.S. Inst. geol., **LVI**, *5*, 125.

— (1972), *Relaţia de timp şi spaţiu dintre cutarea seriei de Lainici — Păiuş şi intruziunea granitoidelor sinorogene şi tardeorogene din regiunea Cărpiniş — Novaci*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *5*, 97.

— (1975), *Particularités des types de métamorphisme régional préal pin sur le territoire de la Roumanie*, An. Inst. geol. geof., **XLVI**, 219.

SAVU H., VASILIU CECILIA, UDRESCU CONSTANŢA (1972 *a*), *Studiul petrografic şi geochimic al granitoidelor sinorogene şi tardeorogene din zona plutonului de Şuşiţa (Carpaţii Meridionali)*, An. Inst. geol., **XXXIX**, 257.

— (1972 *b*), *Geneza granitoidelor şi şisturilor cristaline din regiunea valea Sadului — Stânceşti (Munţii Parâng)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *1*, 175.

— (1973 *a*), *Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniş — Novaci, petrologia şi geochimia lor*, An. Inst. geol., **XL**, 225.

— (1973 *b*), *Granitoidele şi şisturile cristaline de pe versantul sudic al Munţilor Parâng (Carpaţii Meridionali)*, D.S. Inst. geol., **LIX**, *1*, 101.

— (1974), *Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpates Méridionales)*, D.S. Inst. geol., **LX**, *1*, 123.

SAVU H., SCHUSTER A.C., VASILIU CECILIA, UDRESCU CONSTANŢA, MĂRUNŢIU M. (1976), *Studiul petrologic geochimic şi structural al granitoidelor din zona centrală şi nordică a munţilor Parâng*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII**, *1*, 263.

SĂNDULESCU M. (1975), *Essai de synthèse structurale des Carpathes*, Bull. Soc. Géol. France, 7e série, **XVII**, *3*, 299.

SCHUSTER A.C. (1972), *Consideraţii asupra evoluţiei domeniului danubian — Carpaţii Meridionali*, D.S. Inst. geol., **LVIII** *5*, 151.

— (1973), *Rocile metacarbonatice şi skarnele din bazinul superior al văii Oltetului (Carpaţii Meridionali)*, St. cerc. geol., geof., georg., Seria geologie, **18**, *1*, 87.

SHAW H.R. (1965), *Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas.*, Amer. J. Sci., **263**, 120.

SOLOMON I., VISARION ADINA, IORDAN MAGDALENA (1976), *Consideraţii asupra formaţiunilor cristalofiliene şi anchimetamorfice din Munţii Vîlcan şi Munţii Retezat (Carpaţii Meridionali)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII**, *5*, 195—217.

SOROIU M., POPESCU G., GHERASI N., ARSENESCU V., ZIMMERMANN P. (1970), *K—Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the southern Branch of the Roumanian Carpathians*, Ecl. Geol. Helv., **63**, *1*, 323.

STAN N. (1977), *Feldspathization processes in the crystalline Lainici-Păiuş series (Vîlcan Mountains — Romania*, An. Inst. geol. geof., **LII**, 5—98.

STĂNOIU I. (1972), *Incercare de reconstituire a succesiunii paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la Obîrşia văii Motru (Carpaţii Meridionali)*, D.S. Inst. geol., **LVIII**, *4*, 57.

— (1976), *Contribuţii la stratigrafia formaţiunilor paleozoice din versantul nordic al munţilor Vîlcan (Carpaţii Meridionali) cu implicaţii asupra părţii externe a autohtonului danubian*, D.S., Inst. geol. geof., **LXII**, 5, 219—256.

Primit în redacţie la
17 iunie 1977

Institutul de geologie şi geofizică

CRISTALINUL GETIC: METAMORFISM POLIFAZIC SAU POLIMETAMORFISM ?

DE

ION HÂRTOPANU

INTRODUCERE

Cercetările geologice din ultimii ani au condus la ideea că rocile cristaline ale domeniului getic aparţin la două tipuri de metamorfism :

a) de presiune coborîtă (metamorfism intermediar de tip pirinean) ;

b) de presiune medie (metamorfism barrovian).

Primul tip de metamorfism, descris pentru prima dată în Munţii Godeanu (I. Bercia, 1975) şi în Munţii Mehedinţi (I. Hârtopanu, 1975), reprezintă, în accepţiunea primului autor, stadiul unui eveniment metamorfic major sau un eveniment metamorfic de sine stătător, sincron cu metamorfismul barrovian din domeniul vestic al Masivului Godeanu. După I. Hârtopanu (1975), metamorfismul intermediar din Munţii Mehedinţi reprezintă efectul unui dom termic ce a acţionat ulterior asupra terenurilor metamorfice barroviene din această regiune. Acelaşi autor consideră că există o arie discontinuă de răspîndire a metamorfismului de presiune coborîtă, incluzînd vestul peticului de Godeanu, peticul de Bahna în cea mai mare parte, peticul de la Vălari, precum şi sud-vestul Munţilor Căpăţîna.

Lucrarea de faţă se referă la metamorfismul de presiune medie din aria de cristalin getic a Carpaţilor Meridionali. Pentru acest tip de metamorfism, în Masivul Godeanu I. Bercia (1975) nu exclude ca cele 9 etape de cristalizare identificate să aparţină la cel puţin două evenimente metamorfice majore.

Concluziile prezentei lucrări se bazează pe studiul microscopic a numeroase secţiuni subţiri din rocile cristaline ale masivelor Semenic, Godeanu, Ţarcu, Mehedinţi, Sebeş, Lotru şi Căpăţîna, fiind examinate exclusiv rocile pelitice-micaşisturi şi paragnaise.

Rocile metamorfice studiate le-am încadrat în conceptul de largă generalitate, de tectonite. În acest context, ele se caracterizează prin texturi cu orientări preferenţiale ale mineralelor, dezvoltate într-un mediu continuu şi coeziv ale cărui particule sînt supuse unor mişcări de tipul curgerii (J. F. Turner, J. Verhoogen, 1960). Aceste texturi, denumite de B. Sander (1930) tectonitice, se datoresc stressului, a cărui acţiune de schimbare a volumului şi formei rocii este definită prin noţiunea de deformare.

Deformarea, ca rezultat al mişcării diferenţiale pe suprafeţe echivalente, poate fi amplasată în timp, în poziţii diferite în raport cu cristalizarea. Mineralele preexistente pot recristaliza, asociaţia minerală iniţială putînd fi înlocuită în bună parte printr-o nouă asociaţie (J. F. Turner, L. E. Weiss, 1963).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 185–193 BUCUREŞTI, 1978

S-a încercat în această lucrare să se surprindă caracterul evolutiv al rocilor cercetate, folosind în acest scop relațiile interminerale, precum și relațiile dintre minerale și evenimentul deformării.

În spiritul considerațiilor de mai sus, am deosebit în rocile studiate trei categorii de minerale : minerale relicte, minerale mobilizabile, minerale nou formate.

Prin minerale relicte înțelegem acele minerale care prezintă și un caracter relict în raport cu evenimentul mișcărilor de deformare. Aceste minerale se pot forma și în timpul mișcărilor de deformare sau chiar după acestea. Ele s-au format probabil sincron cu un eveniment deformațional mai vechi, ale cărui urme s-au șters într-o asemenea măsură încît nu ne putem face despre el decît idei fragmentare. Aceste minerale (disten, staurolit, granat, biotit etc.) sînt aproape total distruse la actualul nivel de metamorfism al sillimanitului, găsindu-se în special în zona cu staurolit și disten. Caracterele morfologice ale sillimanitului fac mai dificilă aprecierea vîrstei acestui mineral.

Grupa mineralelor mobilizabile cuprinde acele minerale care dispun de o capacitate ridicată de reorganizare (în timpul mișcărilor de deformare), într-o nouă textură, cu tendința accentuată de a o șterge pe cea veche. Reorganizarea privește în special mineralele micacee, dar poate implica și alte minerale, cum ar fi distenul, staurolitul, granatul. Altfel spus, elementele unei generații mai vechi de minerale se reorganizează într-o generație nouă, putînd îmbrăca forma acelorași specii minerale.

Grupa mineralelor nou formate cuprinde, în sistematica noastră, acele minerale care cristalizează static, după încetarea principalelor mișcări de deformare. Orientarea lor în textura rocii este absolut indiferentă, fapt ce le deosebește net de mineralele formate în timpul deformării. Ele pot cristaliza însă și mimetic, în direcții de facilitare maximă a creșterii, în care caz nu se pot deosebi prea ușor de cele ce cristalizează sincron cu deformarea.

Mineralele relicte se pot recunoaște prin gradul de deformare mai avansat, fapt ce le deosebește net de mineralele din celelalte două categorii. Elemente de reper ne mai pot fi date și de gradul avansat de digerare a mineralelor vechi de către cele noi, de includerea primelor de către ultimele. Gradul de idiomorfism și poziția conformă sau nu în textura rocei sînt, de asemenea, indicii ajutătoare pentru diferențierea mineralelor în funcție de vechimea lor.

DESCRIEREA TEXTURILOR

Vom prezenta, în cele ce urmează, caractere mineralogice-texturale reprezentative ale rocilor cercetate, în scopul demonstrării apariției unei noi generații de minerale și al unui nou plan principal de foliație. Vor fi prezentate de asemenea cîteva dovezi ale suprapunerii planelor S mai noi peste cele vechi.

Așa cum s-a arătat, contrastul de deformare între mineralele vechi și cele noi ne dă cele mai bune indicii privind etapele diferite de formare a acestora. Astfel (pl. I, fig. 1), se poate constata contrastul de compor-

tament dintre granaţi şi matricea predominant micacee ce-i înglobează, în raport cu deformarea. Granaţii sînt în general sparţi, zdrobiţi, alungiţi în planul foliaţiei. Spre deosebire de aceştia, micele, principal component al matricei, sînt complet nedeformate, chiar atunci cînd textura este cutată. Textura uşor ondulată (pl. I, fig. 1) este de fapt alcătuită din tronsoane rectilinii de minerale micacee, ceea ce dovedeşte că acestea n-au fost deformate. Este greu de imaginat ca un efort atît de puternic, capabil să sfărîme granaţii, nu a reuşit să provoace măcar îndoirea micelor.

Un vizibil contrast de deformare a fost întîlnit şi între disten şi mineralele înconjurătoare. Deformarea distenului poate îmbrăca diverse forme. Astfel, cristalul de disten este îndoit, prezentînd o vizibilă extincţie rulantă şi coexistînd cu mice nedeformate (pl. I, fig. 2). Aceeaşi neafectare a mineralelor micacee o putem observa în planşa I, figura 3, unde deformarea distenului are un caracter ruptural. Un alt mod de deformare întîlnit este maclarea mecanică a distenului, sub forma maclelor simple sau polisintetice, întotdeauna însoţită de extincţie rulantă. Şi în acest caz, mineralele micacee înconjură, fără să se îndoaie, cristalele de disten, excluzînd posibilitatea unei blasteze tardive a acestora din urmă.

Nici chiar o deformare accentuată, cum ar fi cutarea, nu afectează integritatea şi caracterul rectiliniu al cristalelor de mică. În planşa I, figura 4, o cută formată din segmente rectilinii (cristale de mică) conţine pe unul din flancuri un cristal de disten maclat şi cu extincţie rulantă, iar în sîmbure, cristale de plagioclaz nedeformate.

Spargerea totală a unui cristal de disten este însoţită adesea de umplerea spărturii cu muscovit mai nou decît crăpătura sau cel mult sincron cu apariţia şi dezvoltarea acesteia. Indivizii rezultaţi prin spargere îşi păstrează însă identitatea orientării optice.

Un mineral relict, mai greu vizibil prin contrastul de deformare, este biotitul. Au fost totuşi observate cristale relicte de biotit, deformate şi de regulă cloritizate, înglobate într-o matrice muscovitică.

Din cîte s-a observat pînă în prezent, muscovitul rezistă cel mai puţin deformării, el putîndu-se reorganiza uşor în planul de mişcare — deformare. Rareori s-au putut observa cristale de muscovit în fascicule paralele, retezate transversal şi rămase relicte în matricea nou formată.

Caracterul de mineral mai vechi sau mai nou poate fi ilustrat şi de procesul de digerare al unor minerale de către altele, semn că roca a evoluat spre noi condiţii fizice faţă de care mineralele mai vechi sînt în desechilibru. Astfel (pl. I, fig. 5), se poate vedea un cristal de disten, parţial digerat de către cuarţ. Distenul este îndoit şi coexistă cu mice nedeformate. Digerări asemănătoare pot afecta şi granatul, acesta căpătînd adesea un aspect scheletiform. Mineralele implicate în digerarea granatului sînt de obicei cuarţul, muscovitul, biotitul şi chiar sillimanitul.

Contrastul de vîrstă mai poate fi subliniat şi de amploarea mişcării, variabilă de la un mineral la altul. Şirul de incluziuni din cristalul de disten indică o textură veche, diferită de cea în prezent vizibilă (pl. I, fig. 6), indicînd, pe de-o parte, o mişcare uşoară, sincronă, cu cristalizarea, în timpul metamorfismului ce a generat distenul, şi o alta fără efecte importante de creştere, în timpul mişcărilor ce au întovărăşit formarea micelor adiacente.

Un fapt important, observabil în planșa I, figura 6, precum și în alte numeroase cazuri, pe cristalele de disten, granat și mai rar staurolit, este înreruperea bruscă a continuității șirurilor de incluziuni din interiorul cristalului. Considerăm că o explicație plauzibilă ar fi vîrsta mai tînără a porțiunii fără incluziuni, născută post deformare, într-un regim de creștere lentă.

O situație identică se poate remarca în planșa II, figura 7. De această dată însă, cristalul vechi este feldspatul plagioclaz, în care se observă șiruri de incluziuni, desenînd un „S" dispus transversal față de șistuozitatea mai nouă, schițată de micele nedeformate ce mărginesc cristalul de feldspat. Stilul „în evantai" al șirurilor de incluziuni observate reprezintă o consecință a micșorării vitezei de creștere a cristalului, comparativ cu viteza de rotire a acestuia.

Combinarea factorilor creștere — rotire — deformare este uneori bine înregistrată de către granați. În planșa II, figura 8 se poate surprinde un granat ce a înregistrat fidel cîteva fenomene de pe parcursul existenței sale. Astfel, incluziunile dispuse în „S" din centrul cristalului atestă o creștere inițială rapidă, sincinematică, urmată de o stagnare, în care timp mineralul a fost supus unor eforturi de deformare, ce au produs benzi de tip „kink", precum și rotiri ale cristalului. A urmat apoi o perioadă de creștere statică, destul de rapidă, cînd șirurile de incluziuni s-au dispus în benzi concentrice. Umbrele de presiune, forma ușor elipsoidală atestă existența unor mișcări ulterioare, cu care se poate corela probabil formarea actualei foliații, implicit a micelor ce o materializează.

Un alt mod de a aprecia vîrsta relativă a mineralelor este acela al cercetării includerilor reciproce dintre acestea. Au fost întîlnite includeri ale granatului în disten, ale distenului în granat, ale distenului în biotit și plagioclaz, ale staurolitului în disten etc. Toate aceste includeri indică mai ales o anumită ordine de cristalizare, dar pot semnifica și instalarea unei noi asociații mineralogice pe fondul uneia mai vechi, devenită instabilă și potențial substituibilă.

Din cele expuse pînă acum rezultă că, în majoritatea cazurilor, mineralele de neoformație sînt reprezentate prin mice, mineralele relicte, cum ar fi distenul, staurolitul și granatul, resintetizîndu-se într-o mai mică măsură. Există însă cazuri cînd deformarea și distrugerea mineralelor vechii asociații sînt foarte puternice. Reorganizarea mineralogică în aceste cazuri privește și alte minerale în afară de biotit, muscovit, eventual cuarț și feldspat. Astfel, neobișnuitul idiomorfism al staurolitului (pl. II, fig. 9) ne face să presupunem că acesta nu a fost afectat de deformări sau digerări caracteristice mineralelor din vechea generație, fiind deci nou format. O nouă generație de disten larg cristalizat și nedeformat (pl. II, fig. 10) include în creșterea sa cristale de granat de asemenea idiomorfe și chiar un cristal de disten de o generație mai veche. Creșterea acestui nou disten a avut loc probabil static, însoțită de deformări minime, fiind amorsată de conjugarea a cel puțin două direcții de mișcare — deformare cu acțiune simultană (I. Hârtopanu, 1978), astfel încît megacristalele rezultate au o orientare întîmplătoare într-o matrice de tip decusat. La sfîrșitul perioadei de cristalizare a acestui disten a cristalizat și un staurolit de neoformație, întregind imaginea despre posibilitatea neoformării întregii mase minerale dintr-o rocă.

Tot static poate să crească și muscovitul, în largi megablaste și înglobînd alte minerale sau elemente texturale mai vechi decît el. În planșa II, figura 11, un asemenea cristal de muscovit înglobează și parțial substituie cristale de disten, mai mult sau mai puțin deformate, dar dispuse în planul de sistuozitate al rocii, exprimat aici și prin mice nedeformate.

Dezvoltarea statică a mineralelor nu reprezintă un procent prea ridicat din masa minerală a rocii, acest mod de creștere acționînd într-o oarecare măsură, în general redusă, spre ștergerea foliației principale a rocii. Totuși această foliație este destul de bine păstrată, fiind materializată prin mineralele micacee crescute sincinematic, într-un plan principal de deformare.

Posibilitatea ca o rocă să fie supusă la acțiunea a două sau mai multe deformări după direcții deosebite, conținute în plane ce se intersectează, pare a fi susținută în unele cazuri de dispunerea foițelor de mică după cel puțin două direcții vizibile. Într-o astfel de situație nu se observă relații de succesiune între micele aparținînd celor două direcții. Aceasta ar sugera ideea că cele două plane au funcționat simultan, micele formate aparținînd unuia sau celuilalt dintre planele de deformare, ele nederanjîndu-se reciproc. Această imagine microscopică este completată de situația din teren, unde s-au observat și măsurat două direcții predominante ale liniițiilor, precum și alungiri sau orientări individuale ale corpurilor de rocă, după aceste două direcții.

Consecința previzibilă a funcționării simultane a două plane de deformare este gradul mai ridicat de deformare al rocii și complicarea texturii acesteia, ajungîndu-se la tectonite cu simetrie inferioară (I. Hârtopanu, 1978).

O suprapunere de altă natură și de vîrstă diferită a planelor „S" o putem observa în planșa II, figura 12. În acest caz, stratificația, materializată printr-o separație litologică de cuarț-sillimanit în gnaise biotitice fine, are tendința de a fi ștearsă de un nou „S", supraimpus, caracterizat prin orientarea foițelor de biotit și a acelor de sillimanit din separație, în planul său, după o direcție transversală față de planul separației litologice.

Din cele expuse, rezultă că mișcările de deformare pe care dorim a le pune în evidență au reorganizat aproape integral mineralele micacee. Ele atestă, în orice caz, o zonă profundă de manifestare a deformărilor, spre deosebire de situațiile cînd micele aparținînd acelorași tipuri petrografice ca cele examinate au suferit deformări de tipul benzilor „kink" sau de tipul îndoirilor. Au existat deci mișcări de deformare mai noi, care probabil nu s-au manifestat la scară regională. Ele au produs deformări și mineralelor în general nedeformate, fapt care îngreunează aprecierea vîrstelor relative ale mineralelor pe baza criteriului diferenței de deformare. În general, mineralele vizibil deformate în aceste mișcări sînt micele, așa cum se poate observa în unele cazuri, și este probabil ca aceste ultime deformări să fie vizibile în special în vecinătatea unui accident tectonic major.

★

Din faptele prezentate se desprind unele caractere ale rocilor cristaline din domeniul getic. Cea mai importantă observație este, după părerea

noastră, departajarea mineralelor în funcţie de vechimea lor, prin gradul diferit de deformare şi digerare a acestora. A reieşit din această analiză că toate mineralele au fost supuse unei deformări caracteristice. Reacţia lor, în afară de deformarea propriu-zisă, a fost şi aceea de „distrugere", însoţită de o permanentă neoformare mineralogică. Este greu de precizat care au fost modul şi forma de trecere de la generaţia veche la cea nouă. Este remarcabil însă că, pentru rocile studiate, recompunerea lor în faza finală are un caracter izomineralogic şi izochimic, în marea majoritate a cazurilor putîndu-se descoperi minerale existente în ambele ipostaze ale rocii : cea veche şi cea nouă. Există însă posibilitatea ca unele minerale să se combine în specii noi. Astfel, staurolitul poate contribui la formarea unei bune părţi din biotitul nou format ; distenul poate să se recompună în sillimanit sau să participe la formarea muscovitului ; granatul poate constitui o sursă pentru formarea biotitului, acesta pentru formarea sillimanitului etc. În orice caz, distrugerea mineralelor vechi — ca o consecinţă a deformării — constituie premisa formării celor noi. În acest caz, transformările observate trebuie privite ca reacţii minerale ce pot fi materializate prin curbe de echilibru între membrii reacţiei. Cum însă aceste curbe despart asociaţii minerale stabile în domenii diferite, proprii lor, rezultă că deformarea reprezintă un factor în crearea zonării metamorfice.

Un alt element caracteristic al rocilor studiate este cristalizarea unei importante părţi din masa minerală a rocii, sincron cu episodul de deformare. Acest sincronism se traduce prin cristalizarea mineralelor în planul de deformare, materializîndu-l în acest fel. Consecinţele acestui fapt sînt reorganizarea mineralelor micacee după acest plan şi, implicit, ştergerea vechiului plan, în care aceste minerale erau dispuse.

Reacţia mineralelor la deformare este probabil în funcţie şi de poziţia relativă a planului nou de mişcare, faţă de vechiul plan S. Mineralele granulare (cu habitus izometric) sînt rulate, rotunjindu-şi colţurile şi muchiile prin rotire. Mineralele foioase, cum sînt micele, pot aluneca în lungul planelor de clivaj, cînd direcţia de mişcare coincide cu aceste plane, sau pot fi retezate, cînd cele două plane au o poziţie aproximativ rectangulară unul faţă de celălalt. În aceste două cazuri, este de aşteptat ca deformările să fie minime în primul caz şi totale în cel de-al doilea, cînd pot supravieţui doar relicte de mice, aparent transversale. În toate celelalte cazuri, deformările vor fi majore. În cazul micelor, uşor remobilizabile, aspectele observate de noi sugerează faptul că planul de mişcare (deformare) cel mai nou a avut o poziţie diferită de cel vechi, deoarece aspectul actual denotă reorganizarea lor totală pe ultimul plan de deformare.

Posibilitatea unei cristalizări statice mimetice, invocată uneori în scopul justificării neoformaţiei minerale micacee, nu poate fi admisă, credem, în cazul de faţă, decît pentru un procent modest din aceste minerale. Observaţiile sistematice au arătat că există minerale cristalizate static, cu poziţii neconforme în textura ultimă a rocii, dar în cantitate redusă. A fost arătată astfel cristalizarea de acest tip a muscovitului. Au mai fost întîlnite de asemenea recristalizări statice ale distenului, granatului, staurolitului. Trebuie să subliniem însă şi frecventa cristalizare a sillimanitului în agregate fibros — radiare. Această formă nu este com-

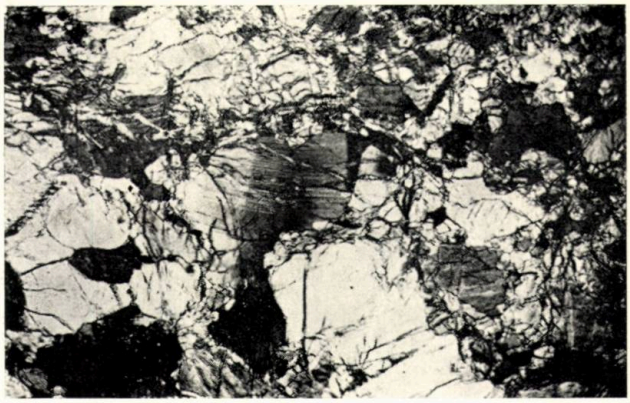


Fig. 1. — „Porfiroclaste" de ortopiroxen în peridotite cu granat. Foltea, Munții Cibin. N+, × 20.

Fig. 2. — Ortopiroxen deformat (opx_1) substituit de ortopiroxen nedeformat (opx_2) în harzburgite. Vîrșeț, Munții Almăj. N+, × 20.

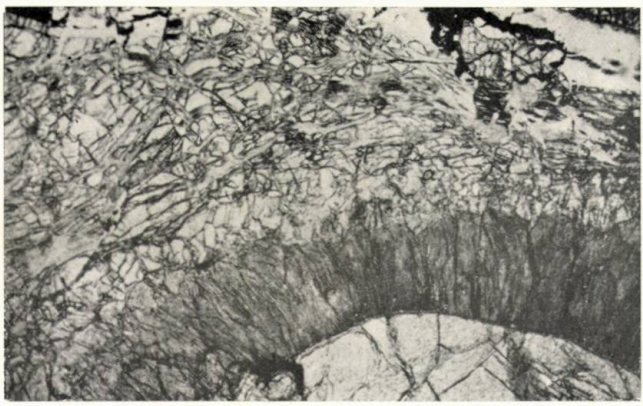


Fig. 3. — Amfibol (*a*) și spinel (*sp*) recristalizați marginal unei asociații simplectitice amfibol + spinel (peridotite cu granat). Foltea, Munții Cibin. N ∥, × 20.

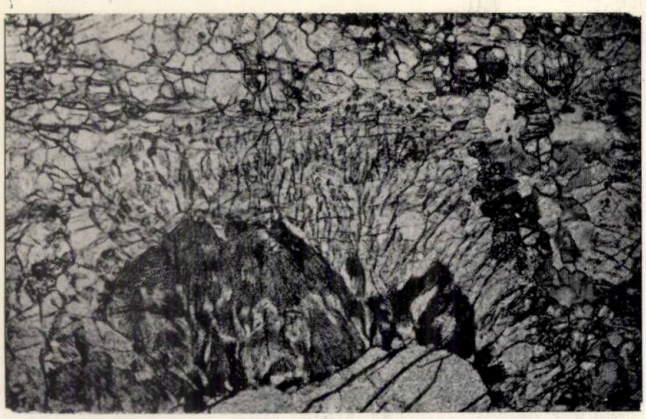


Fig. 4. — Amfibol și spinel recristalizați în agregate paralele (kelifite I?) (clinopiroxenite cu granat). Foltea, Munții Cibin. N ∥ , × 20.

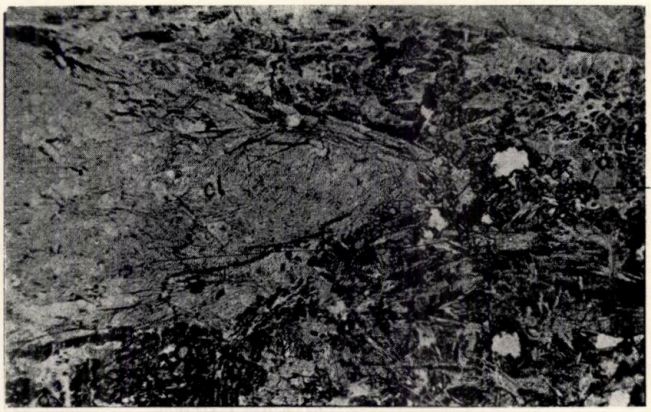


Fig. 5. — Clorit (*cl*) din noduli și amfibol (*a*) orientați conform cu S_1 (peridotite cu clorit). V. Dobra, Munții Cibin. N ∥ , × 8.

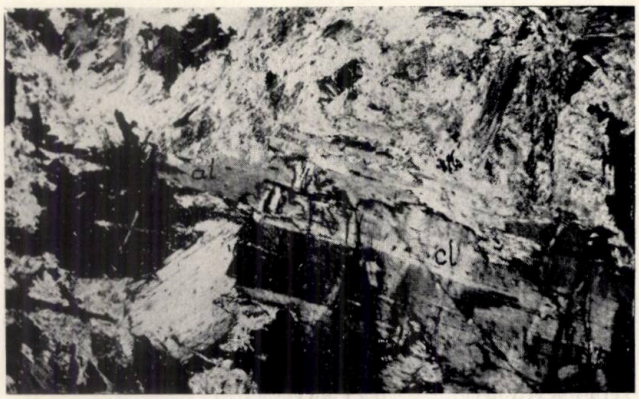


Fig. 6. — Clorit deformat (*cl*), substituit de antigorit (*at*) (serpentinit talcizat). Vf. Titianu, Munții Sebeș. N+, × 20.

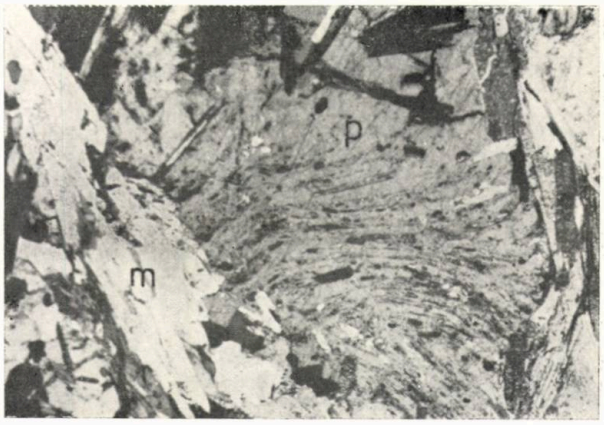


Fig. 7. — Șiruri de incluziuni în feldspat plagioclaz, dispuse în evantai. N+, 100 × ; *p*, plagioclaz ; *m*, mice.

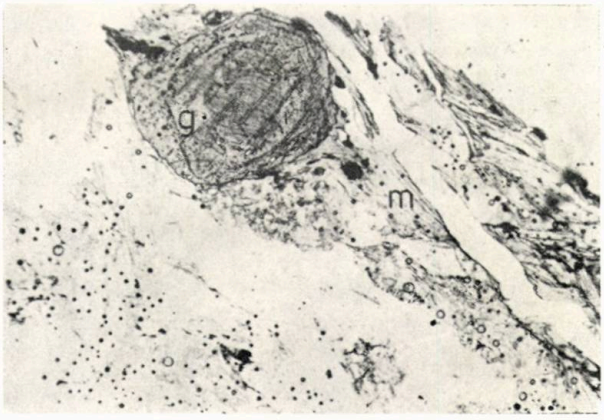


Fig. 8. — Momente din evoluția rocii, materializate în cristalul de granat. N ‖ 75 × ; *g*, granat ; *m*, mice.

Fig. 9. — Cristale idiomorfe de staurolit, incluse într-o matrice micacee. N+, 80 × ; *st*, staurolit ; *m*, muscovit.

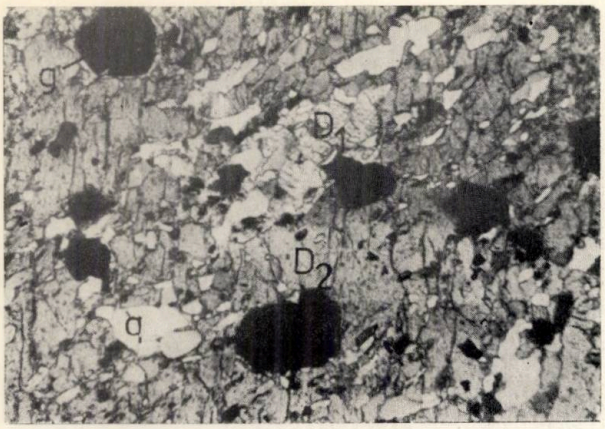


Fig. 10. — Două generații de disten. N+, 75 ×; D_1, disten vechi; D_2, disten nou; *g*, granat; *q*, cuarț.

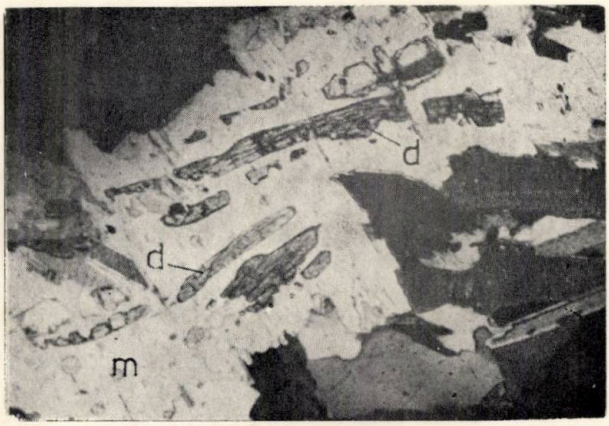


Fig. 11. — Substituția distenului de către muscovitul postcinematic. N+, 75 ×; *d*, disten; *m*, muscovit.

Fig. 12. — Suprapunerea a două plane S. N+, 100 ×; *b*, biotit; *q*, cuarț; *s*, strătuleț de cuarț-sillimanit.

patibilă cu cristalizarea într-un cîmp de forţe cum este acela existent în planul deformării. De aceea trebuie departajat sillimanitul cristalizat în acest mod, de cel rupt sau dispus în planul foliaţiei.

CONSECINŢE

Identificarea în aria cristalinului getic din Carpaţii Meridionali a unei perioade de neoformaţie minerală, sincronă cu un episod deformaţional remarcabil, necesită unele precizări, în scopul conturării fenomenului ce a avut loc. După cum s-a văzut, neoformaţia a cuprins o gamă largă de minerale, fiind foarte vizibile micele şi mai puţin vizibile distenul, granatul şi staurolitul. Este cert însă că o bună parte din aceste din urmă minerale, fiind parţial „distruse" în timpul deformării, s-au neoformat odată cu neoformarea mineralelor micacee şi probabil cu aceea a feldspatului şi a cuarţului. Toate aceste neoformaţii alcătuiesc un procent remarcabil din masa rocii, regenerată în acest episod, fapt ce ne determină să considerăm că, din punct de vedere cantitativ, transformările suferite de roca sînt comparabile cu cele admise că se petrec într-un eveniment metamorfic major. Punerea sa în evidenţă a fost şi mai este încă dificilă, tocmai datorită amplorii desfăşurării sale în spaţiu, a reorganizării aproape integrale a mineralelor micacee (care reprezintă un procent însemnat din masa rocii şi definesc textura acesteia) şi desigur vechimii sale, care face extrem de dificilă identificarea ciclului tectonomagmatic corespunzător evenimentului în discuţie.

Intensitatea acestui nou eveniment metamorfic poate fi judecată după tipul de mineral index neoformat. S-a văzut că există dovezi de neoformare minerală pînă la nivelul sillimanitului, ceea ce ne face să credem că nivelul maxim atins este comparabil cu cel definit de vechea asociaţie. Este puţin probabil însă ca poziţia zonelor metamorfice să fie aceeaşi, putîndu-se suprapune arii de intensitate mai ridicată peste cele cu intensitate mai scăzută şi invers. Identificarea relictelor de staurolit în zone cu sillimanit ne determină să presupunem că primul mineral este reprezentativ pentru o zonă de metamorfism relictă. Exemple de acest gen am întîlnit în munţii Semenic, Sebeş, Cibin, Lotru.

Suprapunerea zonelor de metamorfism, pomenită mai sus, şi a celor două evenimente metamorfice, în general, au şi o consecinţă nefastă în ce priveşte aprecierea ce o facem despre asociaţiile mineralogice întîlnite. Amestecul de minerale index, al mineralelor de generaţii diferite, nu este de natură a caracteriza corect un eveniment metamorfic ca o entitate.

O altă consecinţă ce rezultă din apariţia de noi zone de metamorfism este complicarea fenomenelor petrecute la planul izograd. Este de prevăzut că elementele indicatoare ale dispariţiei unei asociaţii sau ale unui mineral index, ca şi elementele apariţiei incipiente a altuia vor fi, datorită caracteristicii noului eveniment metamorfic, mult diminuate. Acest nou metamorfism va avea ca efect tendinţa de ştergere a vechiului plan izograd şi deci pierderea caracterului tranşat dintre vechile zone metamorfice.

În sfîrşit, consecinţele previzibile ale instalării unui nou metamorfism priveşte aprecierile ce se fac referitor la vîrsta absolută a rocilor

și implicit a celui mai important, ultim, eveniment metamorfic. O bună parte din determinările de vîrste absolute se fac pe baza mineralelor micacee proaspete. Ele vor fi de fapt vîrstele evenimentului metamorfic ce a generat micele proaspete și nu ale celui în care s-a format majoritatea mineralelor de tipul distenului, staurolitului, granatului etc.

O altă consecință privește stabilirea geometriei corpurilor de rocă. Ea reprezintă scopul final al operației de cartare geologică. Fiind dedusă în cea mai mare parte pe baza măsurătorilor de foliații, este foarte important ca acestea să coincidă cu limitele litologice. Există posibilitatea ca foliația de stratificație S_0 să nu fie reluată de foliația S_1 a primului metamorfism și, după cum am arătat, sînt șanse mari ca foliația S_2 a ultimului eveniment metamorfic, prin reorganizarea aproape totală a micelor, să nu se suprapună peste S_1. În acest caz, există pericolul construirii limitelor corpurilor de rocă, pe baza unor elemente geometrice care n-au nimic comun cu aceste limite și pe baza unor elemente litologice disparate, aparținînd unor corpuri de rocă diferite.

CONCLUZII

Cele expuse pînă în prezent subliniază evidența neoformației minerale în rocile studiate. A fost accentuat de asemenea că, din punct de vedere cantitativ, masa minerală neoformată reprezintă un procent apreciabil (circa 80% după părerea noastră) din masa vechii roci. Alte observații au arătat succesiunea în timp și spațiu a mineralelor index de nivele de metamorfism diferite și, implicit, a zonelor de metaforism de intensități diferite. Au fost observate, de asemenea, repetarea unor aceleași asociații minerale.

Toate acestea conturează o arie largă de neoformație minerală, de valoare identică sau diferită, ca intensitate a metaforismului, de asociația mineralogică veche.

După părerea noastră, aceste efecte sînt apreciabile și ele pot fi rezultatul unui eveniment metaforic major sau al unor faze succesive dintr-un asemenea eveniment. Credem că rezolvarea acestei dileme se va face prin completarea datelor de studiu microscopic, cu date structurale, care să pună în evidență eventuala suprapunere a unor structuri geologice, corespunzătoare ca timp de formare cu perioadele de cristalizare și neocristalizare minerală, pe care am încercat aici a le pune în evidență.

THE GETIC CRYSTALLINE : POLYPHASE METAMORPHISM OR POLYMETAMORPHISM?

SUMMARY

The crystalline rocks of the Getic Domain from the Southern Carpathians, belonging to the medium — pressure metamorphism, have been studied microscopically. The researched fabrics allowed, as against the deformation movements, to separate within the pelitic rocks (paragneis-

ses and micaschists) three types of minerals : relicts, mobilizable ones and newly formed. The relative ages of the minerals could be estimated relying on the advanced degree of digestion of the old minerals by the new ones, relations of the inclusion of the first by the later. There are also taken into consideration the idiomorphism degree and the location conformable or not in the rock fabric of the researched minerals.

The quoted deformation movements determined the older mineral decomposition, simultaneously followed by the re-composition of new species, identical or different from the first ones. Thus, the re-organization of most of the rock mass (especially micas), takes place, leading to the formation of a new fabric. The intensity of the phenomenon is comparable with the one which generated the old generation minerals, proofs being found of the mineral neoformation up to sillimanite level. Among the predictable consequences we may quote the overlapping of the metamorphism zones of different intensities, resulting in crossings of the isograde planes. They determine the mixture of the index minerals and complication of phenomena which take place in the isograde plane, the old isograde plane disappearing totally or partly, and the trenchant feature between the old metamorphic zones being lost. The absolute ages of the rocks, which are determined relying on the newly-formed micaceous minerals, are not the ages of the old metamorphism to which the relict minerals belong. The geometry of the rock bodies can be wrongly appreciated on the basis of measurements of present foliations, which may differ from the stratification foliations. We may say that from the quantitative point of view, namely, the neoformation of most of the rock mass, as well as due to the appearance of a new S-plane, the phenomenon had the ampleness of a major metamorphic event.

BIBLIOGRAFIE

BERCIA I. (1975), *Metamorfitele din partea centrală şi de sud a masivului Godeanu (Carpaţii Meridionali)*, St. tehn. econ, Inst. geol. geof., Seria I, *12*.

HÂRTOPANU I. (1975), *Metamorfismul de presiune coborîtă din Munţii Mehedinţi (peticul de Bahna)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXI** (1973–1974).

— (1978), *A Particular Fabric of the Kyanite and Staurolite-Bearing Rocks from the Sebeş Mountains. Genetical Considerations*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **22**.

SANDER B. (1930), *Gefügekunde der Gesteine*, Springer, Viena.

TURNER J. F., VERHOOGEN J. (1960), *Igneous and metamorphic petrology*, Mc Graw-Hill Book Co., New York.

TURNER J. F., WEISS L.E. (1963), *Structural analysis of metamorphic tectonites*, Mc Graw-Hill Co., New York.

Primit în redacţie la
5 mai 1977

Institutul de geologie şi geofizică

TRANSFORMĂRILE DE FAZĂ ALE MINERALELOR, CAUZĂ PROBABILĂ A CUTREMURELOR CU FOCARE ADÎNCI

DE

MARIN ȘECLĂMAN

1. INTRODUCERE

Procesele care generează cutremurele de pămînt în zonele subcrustale sînt cunoscute doar la nivel ipotetic. Opinia cea mai răspîndită este că seismele cu focare adînci sînt forme particulare ale mișcărilor mecanice suferite de mase relativ mari de roci (compartimente sau plăci tectonice). Din acest punct de vedere, seismul este privit ca o eliberare bruscă a unei energii acumulate sub formă de tensiuni elastice sub acțiunea unui stress de lungă durată.

Două obiecții pot fi aduse acestui punct de vedere :

1. Focarele seismice ocupă spații tridimensionale relativ mici, mai mult sau mai puțin izometrice, în timp ce fracturile tectonice care facilitează deplasarea relativă a compartimentelor sînt evident bidimensionale. Este greu de imaginat mecanismul capabil să explice de ce o deplasare relativă a două compartimente de-a lungul unei zone bidimensionale conduce la concentrarea tensiunilor elastice în spații relativ mici, tridimensionale ;

2. Toți geologii sînt de acord că la adîncimi mari, presiunea în roci este de tip hidrostatic, putînd fi calculată după formula $P = \overline{\rho} \cdot g \cdot h$, ca și în lichide ($\overline{\rho}$ = densitate medie a coloanei de roci de la suprafață pînă la adîncimea h, iar g = accelerația gravitațională). Trebuie, deci, să tragem concluzia că, în adîncime, rocile se comportă plastic sub acțiunea stressurilor de lungă durată. Ca urmare, în profunzime, un stress cu acțiune îndelungată poate genera o curgere plastică a rocilor, dar este exclus ca el să genereze fracturi, cum se întîmplă frecvent în zonele de suprafață ale crustei. Cu alte cuvinte, acumulările tensiunilor elastice și degajarea lor bruscă sub imperiul eforturilor de lungă durată sînt puțin probabile în manta și aproape imposibile în astenosferă, unde de asemenea sînt consemnate focare seismice (vezi B. Gutenberg, 1959).

În ultimele decenii, unii cercetători, ca de exemplu S.I. Subotin și colab. (1964), J.G. Dannis și C.T. Walker (1965), Riabinin (1966), atrag atenția asupra rolului important pe care îl pot avea transformările de fază ale mineralelor în mișcările tectonice în general, implicit în declanșarea seismelor. Potrivit lui J.G. Dannis și C.T. Walker, unele faze nestabile, antrenate în mișcări de afundare, se pot transforma rapid, generînd cutremure. În esență, punctul lor de vedere este redat în figura 1.

Astfel, o fază mai puțin densă, A, situată în condițiile T—P de stabilitate indicate prin punctul 1, este antrenată într-o mișcare adiabatică de afundare, modificîndu-și treptat presiunea și temperatura, îndreptîn-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 195—205, BUCUREȘTI, 1978

du-se spre condițiile (2) și (3) din figura 1. La punctul (2), situat pe linia de echilibru dintre faza A și faza mai densă B, nu are loc transformarea de fază, datorită energiei de activare foarte mari. De aceea, faza A continuă să se deplaseze ca fază metastabilă spre condițiile din punctul (3), dar, odată ajunsă aici, datorită temperaturii mai mari, crește considerabil probabilitatea germinării noii faze și deci începe transformarea rapidă a fazei metastabile A în faza stabilă B. Transformarea este exotermă și condițiile se deplasează izoterm spre punctul X, unde se termină transformarea. Degajarea de căldură pe traseul dintre punctele (3) și (X) accelerează ritmul transformării în așa fel, încît transformarea apare ca o implozie, generatoare de unde seismice.

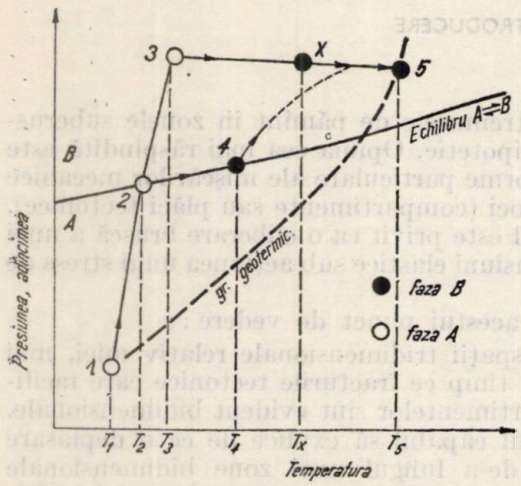


Fig. 1. — Mersul transformării de fază, ca urmare a afundării rocilor, în ipotezele autorilor J. G. Dannis și C. T. Walker (1965) și J. Verhoogen (1965).

După opinia lui J. Verhoogen (1965), afundarea nu poate genera o transformare implozivă, pe considerentul că viteza de afundare este mai mică decît viteza de transformare $A \rightarrow B$. În consecință, cînd se ajunge la linia de echilibru, în punctul (2) începe de fapt transformarea fazei A în faza B. Datorită efectului exotermic al procesului, condiția sistemului se deplasează pe linia de echilibru, spre punctul (4), unde se termină transformarea. În aceste condiții, viteza procesului este de fapt egală cu viteza de afundare.

2. OBSERVAȚII ASUPRA CINETICII TRANSFORMĂRILOR DE FAZĂ ALE MINERALELOR

Răspunsul la întrebarea dacă o transformare minerală se poate sau nu desfășura rapid, în condițiile mantalei terestre, evident, nu poate fi decît ipotetic. Însă, datele experimentale întreprinse pînă acum, precum și teoria generală a cineticii reacțiilor minerale ne dau totuși suficiente motive să credem că transformările de fază rapide, pregătite de mișcări lente ale substanței din manta, sînt procese pe deplin posibile. Pentru a demonstra această afirmație, vom aduce în discuție cîteva fapte :

1. P.W. Bridgman (1931), studiind vitezele transformărilor polimorfe, determinate de schimbările de presiune, găsește că în apropierea presiunii de echilibru viteza este nulă. Zona T—P de lîngă linia de echilibru, în care transformarea este practic nulă, așa-numita „zonă indiferentă", este variabilă ca lățime, în funcție de temperatură, ajungînd la 1 500 kg/cm^2. Pe măsură ce ne depărtăm de presiunea de echilibru,

viteza transformării de tip $A \rightarrow B$ sau $B \rightarrow A$ crește. Studiul experimental al proceselor polimorfe la presiuni înalte, întreprins în U.R.S.S., a confirmat că viteza transformării depinde într-adevăr de gradul de abatere de la presiunea de echilibru (R i a b i n i n, 1966).

Existența „zonei indiferente" de lîngă condiția de echilibru este urmarea faptului că la echilibru forța motrice a transformării ($F = \Delta G$, adică diferența dintre energiile libere ale fazelor A și B) este nulă. Pe măsură ce ne depărtăm de condiția de echilibru, forța motrice a transformării crește. În același sens crește și viteza transformării, acest fapt fiind o dovadă certă că în apropierea condițiilor de echilibru viteza transformării este direct proporțională cu forța motrice.

În condiții izoterme, F crește odată cu diferența $\Delta P = P - P_e$, (în cazul transformării $A \rightarrow B$) sau cu $\Delta P = P_e - P$ (în cazul transformării $B \rightarrow A$). De aceea, în condiții izoterme, la transformarea $A \rightarrow B$, viteza crește în sensul creșterii presiunii, în raport cu presiunea de echilibru, iar la transformarea $B \rightarrow A$, viteza transformării crește în sensul micșorării față de presiunea P_e. În condiții izobare, forța motrice a transformării $A \rightarrow B$ crește în sensul micșorării temperaturii și deci vitezele proceselor cresc în acest sens, dacă sînt foarte apropiate de condiția de echilibru. Invers, la transformarea $B \rightarrow A$, forța motrice și viteza procesului cresc în sensul creșterii lui T.

2. În condițiile $T - P$ depărtate de condițiile de echilibru, viteza transformărilor $A \rightarrow B$ și $B \rightarrow A$ este foarte mult influențată de temperatură și presiune. Influența temperaturii asupra vitezelor de reacție a fost verificată experimental, în special la transformări de tip $B \rightarrow A$. Astfel, W.S. F y f e și colab. (1962), urmărind reacția disten $\rightarrow$ mullit + + SiO_2, arată că timpul necesar pentru transformarea a circa 1% din disten în mullit se scurtează vertiginos cu creșterea temperaturii : 14 400 de minute la 1 090°C, 360 de minute la 1 180°C și 6 minute, la 1 310°C. B.L. D a v i s și L.W. A d a m s (1965) au evidențiat că la presiunea obișnuită viteza de transformare a aragonitului metastabil în calcit crește de asemenea vertiginos cu temperatura :

T°C	25°	250°	450°
Timpul de transformare	4×10^{37} ani	20 000 ani	1 minut

Potrivit teoriei cineticii, viteza transformării de fază este :

$$C = \frac{k}{h} T \exp - \Delta G^*/RT, \qquad (1)$$

unde C = viteza transformării, k = constanta lui Boltzamann, h = constanta lui Planck, T = temperatura absolută, exprimată în °K, R =

= constanta universală a gazelor, ΔG^* = energia liberă de activare, dată de ecuaţia $\Delta G^* = \Delta H^* - T\Delta S^*$, în care ΔH^* şi ΔS^* sînt entalpia şi, respectiv, entropia de activare a transformării. Conform ecuaţiei de mai sus, viteza transformării creşte exponenţial cu temperatura. Derivînd viteza C în raport cu temperatura T, la presiune constantă şi ţinînd seama că : $\left(\frac{\delta \Delta G^*}{\delta T}\right)_P = -\Delta S^*$ obţinem :

$$\left(\frac{\delta C}{\delta T}\right)_P = \frac{k}{h} \cdot \frac{1}{e^{\Delta G^*/RT}} \left(1 + \frac{1}{RT}\left(\Delta S^* + \Delta G^*\right)\right). \qquad (2)$$

ecuaţie care ne dă variaţia vitezei de transformare cu temperatura, în condiţii izobare (fig. 2), la presiuni mult diferite de P_e. (La presiuni foarte apropiate de P_e, în cazul transformărilor $A \rightarrow B$, viteza transformării

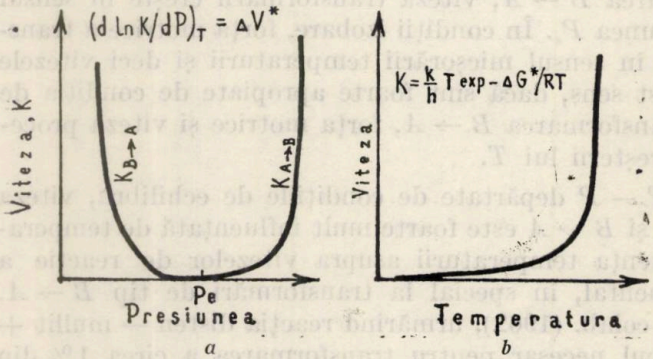


Fig. 2. — Variaţia vitezei transformării de fază cu temperatura şi cu abaterea de la presiunea de echilibru a fazelor.

scade cu temperatura, iar ecuaţiile (1) şi (2) îşi pierd valabilitatea). Influenţa presiunii asupra vitezelor de transformare poate fi dedusă de asemenea din ecuaţia fundamentală a cineticii. La temperatură constantă, variaţia lui C cu P este :

$$\left(\frac{\delta C}{\delta P}\right)_P = -\frac{k}{h} \cdot \frac{1}{e^{\Delta G^*/RT}} \cdot \frac{\Delta V^*}{R}, \qquad (3)$$

unde, ΔV^* este volumul de activare, egal cu diferenţa dintre volumul V^* al stării activate şi volumul fazei metastabile (V_A sau V_B). Volumul de activare este dat de ecuaţia :

$$\Delta V^* = (\delta\ \Delta G^*/\delta P)_T \qquad (3')$$

Potrivit lui W.S. F y f e şi colab. (1962), volumul molar al stării activate V^* trebuie să fie mai mic decît media volumelor V_A şi V_B, adică : $\Delta V^* < (V_A + V_B)/2$. Deducem de aici că, în cazul tranziţiei $A \rightarrow B$, volumul de activare :

$$V^* = V - V_A$$

este negativ, iar în cazul tranziției $B \rightarrow A$ este pozitiv, ceea ce ne permite să tragem concluzia că viteza transformării, în condiții izoterme, crește cu depărtarea presiunii de condiția de echilibru (fig. 2, *a*).

3. O imagine despre efectul combinat al temperaturii și presiunii asupra vitezei de transformare o obținem raportînd ecuațiile (2) și (3). Astfel :

$$\frac{(\delta C/\delta T)_P}{(\delta C/\delta P)_T} \approx \frac{\Delta S^* + \Delta G^*/T}{\Delta V^*}$$

unde ΔS^* este entropia de activare, mărime care probabil nu depășește cîteva calorii/mol. În condițiile apropiate de curba de echilibru, energia liberă de activare ΔG^* este de ordinul a zecilor de kilobari, dar valoarea ei scade pe măsură ce presiunea se depărtează de condiția de echilibru scăderea fiind proporțională cu V^*. Volumul de activare V^* rareori depășește 10 cm³/mol. În mod obișnuit, el este de ordinul a 2—3 cm³/mol, ceea ce înseamnă că, exprimat în cal/bar, volumul de activare este de ordinul a 0,1 cal/bar.mol. De aceea, din ecuația (4) deducem că efectul temperaturii asupra variației vitezei de transformare este mult mai mare decît efectul presiunii. Astfel la $T = 1\,000°K$, variația vitezei de transformare, determinată de creșterea temperaturii cu un grad, este comparabilă cu aceea pe care o determină creșterea presiunii cu circa 5 00 bari.

4. Considerentele de mai sus ne permit să ne facem o imagine calitativă asupra vitezelor de transformare, în diverse condiții T, P. Putem, astfel, presupune cu suficient temei că punctele care desemnează condițiile $T - P$ cu egală viteză a transformării se plasează pe niște curbe care, în apropierea condițiilor de echilibru, tind asimptotic spre linia de echilibru, în sensul crescător al temperaturii. Însă, în condițiile $T - P$, depărtate de curba de echilibru, curbele de egală viteză a transformării (respectiv „curbele izocinetice") tind să ia o poziție oarecum paralelă cu izobara (fig. 3). Inflexiunea puternică a „curbei izocinetice" în apropierea curbei de echilibru se datorește influenței deosebite pe care o exercită aici forța motrică a transformării asupra vitezelor de transformare.

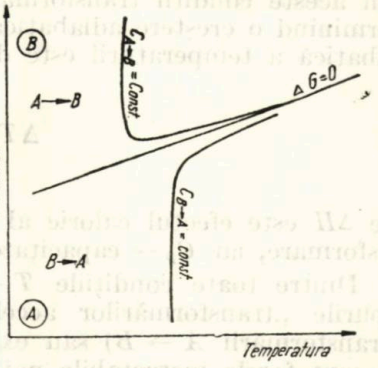


Fig. 3. — Poziția curbelor izocinetice (care desemnează condițiile P-T de egală viteză a transformării) în raport cu linia de echilibru a modificațiilor A și B.

3. CONDIŢIILE TRANSFORMĂRILOR RAPIDE

Cunoscînd dispoziţia liniilor de egală viteză în diagrama de echilibru $T-P$, avem posibilitatea să alegem condiţiile termobarice care permit o desfăşurare rapidă a unei transformări. În figura 4, prin curbele C_1 sînt

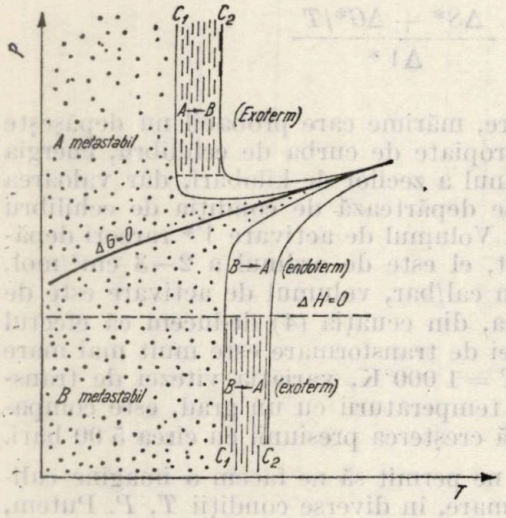


Fig. 4. — Delimitarea cîmpurilor $P-T$ în care transformarea de fază se desfăşoară cu viteze accelerate (spaţiul haşurat vertical). Spaţiul punctat reprezintă domeniul de persistenţă practic nelimitată a fazelor metastabile. Curba C_1 desemnează condiţiile $P-T$ care asigură o viteză de transformare comparabilă cu viteza de variaţie a presiunii (respectiv cu viteza de afundare), iar curba C_2, condiţiile $P-T$ care permit o transformare instantanee a fazelor. La dreapta curbelor C_2 nu pot exista faze metastabile.

indicate condiţiile $T-P$ în care transformarea este foarte lentă, mai mică decît viteza de afundare sau de ridicare a substanţei din mantaua terestră, iar prin curbele C_2 sînt indicate condiţiile care asigură viteze foarte rapide, de tip imploziv sau exploziv. Cîmpul $T-P$ punctat desemnează condiţiile $T-P$ care nu permit o transformare $A \rightarrow B$ sau $B \rightarrow A$, decît într-un timp geologic foarte îndelungat. În consecinţă, îl vom denumi „cîmp indiferent". Spaţiul haşurat cu liniuţe verticale, între liniile C_1 şi C_2 asigură o transformare cu viteze accelerate, facilitată de faptul că în aceste condiţii transformarea $A \rightarrow B$ sau $B \rightarrow A$ este exotermă, determinînd o creştere adiabatică şi accelerată a temperaturii. Creşterea adiabatică a temperaturii este dată de ecuaţia:

$$\Delta T = \frac{\Delta H}{C_p}$$

unde ΔH este efectul caloric al procesului exoterm, egal cu entalpia de transformare, iar C_p — capacitatea calorică, medie a sistemului mineral.

Dintre toate condiţiile $T-P$, numai acelea care se plasează în cîmpurile „transformărilor accelerate" asigură o finalizare implozivă (a transformării $A \rightarrow B$) sau explozivă (a transformării $B \rightarrow A$). Căile prin care fazele metastabile pot ajunge în condiţiile temperaturilor cu viteza accelerate pot fi diferite. În figura 5 este ilustrată o cale asemănătoare cu aceea propusă de J. G. Dannis şi C. T. Walker (1965), adică: a) o afundare a fazei A pe traseul indicat de condiţiile 1, 2, 3 şi

o staționare a fazei în punctul 3. Fiind mai rece decît mediul ambiant, a cărui temperatură corespunde punctului de pe geotermă, faza metastabilă A începe să se încălzească izobar, deplasîndu-se spre condițiile transformării accelerate. Transformarea începe lent dar se termină inevitabil rapid, imploziv, cînd faza ajunge la condiția (4). Urmează încălzirea lentă a fazei B, pînă la atingerea temperaturii din punctul (6), corespunzătoare treptei geotermice. Se subînțelege că dacă „zona transformării accelerate" a fazelor A și B se găsește chiar pe treapta geotermică, afundarea, oricît de lentă ar fi ea, poate duce, de asemenea, la o transformare implozivă, cu condiția că faza metastabilă A să fie afundată pînă la aceste condiții.

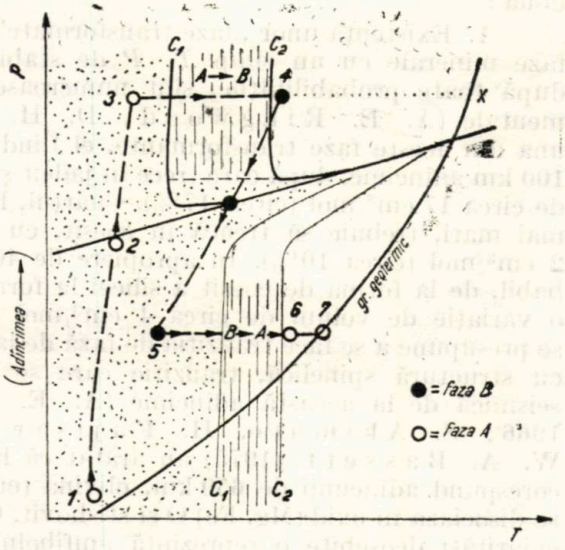


Fig. 5. — Mersul ipotetic al unei transformări minerale implozive sau explozive (explicații în text).

Transformarea rapidă inversă, $B \rightarrow A$, însoțită de creșterea bruscă a volumului, are caracter exploziv. Probabilitatea realizării ei este mai mică și ea rămîne posibilă numai la fazele de foarte mare presiune, stabile la adîncimi care depășesc probabil 100 km. De data aceasta, transformarea explozivă $B \rightarrow A$ este condiționată de o ridicare a fazei metastabile B pînă la adîncimi mici, la care presiunile sînt cu mult mai scăzute decît cele de echilibru. O cale posibilă este indicată de asemenea în figura 5. Faza B inițială, aflată în condiția 4, este antrenată spre suprafață prin spațiul indiferent, pînă la condițiile 5. Datorită diferenței termice dintre fază și mediul ambiant, faza B se încălzește izobar, trecînd spre condiția 7. Deplasarea fazei B de la 5 la 7 trece prin condițiile transformării exoterme și accelerate, astfel încît în punctul 6 transformarea $B \rightarrow A$ se termină exploziv.

Încălzirea fazelor metastabile este o condiție esențială pentru a le asigura deplasarea lor spre condițiile transformărilor accelerate. În figurile de mai sus, s-a admis că fazele au temperaturi mai mici decît cele corespunzătoare treptei geotermice (a mediului ambiant). Totuși, este posibil ca, în unele cazuri, încălzirea fazelor metastabile să fie datorată unor transformări exoterme, pe care le suferă alte faze coexistente.

4. CONCLUZII

A. Teoria generală a cineticii confirmă posibilitatea desfășurării rapide, cu caracter imploziv sau exploziv, a transformărilor de fază care au energii de barieră mari. Experiențele de laborator, întreprinse pînă acum

(R i a b i n i n, 1966), au confirmat desfășurarea rapidă a transformărilor de faze la presiuni mari. De aceea este foarte probabil că aceste fenomene au loc și în condiții naturale constituind cauza cutremurelor cu focare adînci, subcrustale. Privite prin prisma acestei ipoteze, condițiile esențiale ale apariției cutremurelor cu focare adînci ar trebui să fie următoarele două :

1. Existența unor „faze transformate" în profunzime, adică a acelor faze minerale cu un cîmp $T-P$ de stabilitate limitat. Astfel de faze, după toate probabilitățile, sînt numeroase. În acord cu datele experimentale (A. E. R i n g w o o d, D. H. G r e e n, 1966) albitul este una din aceste faze transformante, el fiind stabil cel mult pînă la circa 100 km adîncime, după care trece în jadeit și cuarț, cu o variație de volum de circa 17 cm^3/mol (circa 17%). Cuarțul, la rîndul său, la adîncimi ceva mai mari, trebuie să treacă în coesit, cu o variație de volum de circa 2 cm^3/mol (circa 10%). În apropiere de 400 km adîncime se trece, probabil, de la forma de coesit a silicei la forma mai densă de stishovit, cu o variație de volum de circa 4 cm^3/mol (aproximativ 30%). Tot aici, se presupune a se face tranziția de fază de la olivină propriu-zisă la olivina cu structură spinelică, tranziție care se corelează cu discontinuitatea seismică de la această adîncime (A. E. R i n g w o o d, A. M a j o r, 1966; S. A k i m o t o, H. F u j i s a w a, 1968). L. C. M i n g și W. A. B a s s e t t (1975) au arătat că la presiuni și temperaturi care corespund adîncimii de 650 km, olivina (cu sau fără structură spinelică) se disociază în oxid (Mg, Fe) O și stishovit. O fază transformantă cu particularități deosebite o reprezintă amfibolul. Experiențele întreprinse de J. C. A l l e n și colab. (1975) asupra amfibolilor din andezite, bazalte tholeitice, bazalte alcaline și nefelinite olivinice au arătat că presiunea maximă de stabilitate a amfibolilor este de circa 31,5 kbari, ceea ce corespunde la circa 100 km adîncime.

2. Cea de-a doua condiție constă în existența variațiilor de presiune care să permită depășirea condițiilor de echilibru ale fazelor transformante. Principial, acest fenomen se poate realiza pe două căi : a) prin variația izobatială a presiunii (ca de exemplu prin schimbarea accelerației gravitaționale, la o adîncime dată); b) prin deplasarea pe verticală a fazei transformante. În concepția tectonicii globale, afundările în zonele Benioff, precum și curenții de convecție din manta oferă o cale de transport a substanțelor transformante pe zeci și sute de kilometri adîncime. Deci, deplasarea substanței pe verticală pare să fie cauza cea mai frecventă (dar nu și unică) a variațiilor de presiune cu amplitudini mari. Potrivit acestui mecanism, zonele de afundare (zonele Benioff sau ramurile descendente ale curenților de convecție) oferă condițiile optime pentru transformările minerale implozive. Transformarea implozivă, care se manifestă ca un focar de cutremur în aceste zone, este, de fapt, o adaptare prin salt a fazelor transformate cu densitate mică, la condițiile de creștere mai mult sau mai puțin lentă a presiunii. Zonele de ridicare, corespunzătoare ramurilor ascendente ale curenților de convecție, oferă condițiile transformărilor contrare, explozive; însă șansa de realizare a acestor condiții este mult mai redusă. De aceea, dacă elementul tectonic care condiționează transformarea rapidă este mișcarea pe verticală a substanței terestre, admisă de tectonica globală, este de așteptat, conform ipotezei

prezente, ca frecvența transformărilor implozive, din zonele de afundare, să fie mai mare decît frecvența transformărilor explozive, din zonele de ridicare.

B. Cutremurele de pămînt, generate de schimbările rapide ale fazelor minerale, ar putea fi denumite „cutremure de transformare". Energia acestor cutremure se poate calcula prin formula :

$$\Delta E = P\Delta V,$$

unde P este presiunea la care are loc transformarea, iar ΔV este variația de volum prin trecerea de la faza metastabilă la faza stabilă. Dacă exprimăm presiunea în atmosfere, ΔV în cm^3, atunci energia, exprimată în calorii, este :

$$E, \text{cal} = P, \text{bari} - V, cm^3/41{,}3$$

unde 41,3 este coeficientul de transformare a unităților atm. cm^3 în calorii. Se poate vedea că la o variație de volum, ΔV, energia cutremurului este egală cu lucrul mecanic care apare la prăbușirea unei coloane de roci cu înălțimea h, într-un gol cu volumul egal cu ΔV. Dacă transformarea minerală are loc la adîncimea $h = 120$ km, ceea ce ar corespunde presiunii de 40 kbari, lucrul mecanic, corespunzător diverselor variații de volum, este aproximativ următorul :

ΔV, m^3	1	10^3	10^6	$10^9 = 1\ km^3$
E, ergi	10^{16}	10^{19}	10^{22}	10^{25}

Conform tabelului de mai sus, cutremurul din martie 1977, cu hipocentrul în Vrancea, la circa 100 km adîncime, de magnitudine 7,2 și cu energia de ordinul a 10^{22} ergi, corespunde unei variații bruște de volum de ordinul a cîtorva hectometri cubi.

C. Într-o zonă dată, numărul cutremurelor de transformare este dependent de numărul fazelor transformante, de dimensiunile cîmpurilor $T-P$ de stabilitate ale acestora, de natură periodică sau neperiodică a mișcării fazelor pe verticală, de regimul termic general al zonei etc., factori care pot fi foarte variabili. De aceea, ca număr și ca frecvență, cutremurele de transformare nu se supun unei reguli riguroase, sau apar ca fenomene izolate și întîmplătoare. Numai în mod excepțional, dacă există o singură fază transformantă, antrenată într-un curent cu perioadă și amplitudine constante, ar putea să apară cutremure cu periodicitate bine definită. Cu toate acestea, un cutremur de transformare, fie cel periodic sau izolat, este conceput în această ipoteză nu ca un șoc instantaneu, ci ca un proces cu dezvoltare accelerată. Astfel, el este inițiat ca un proces foarte lent, dar care se accelerează exponențial cu timpul, sfîrșind însă brusc. Pe tot acest parcurs, are loc o degajare de căldură și rearanjare în spațiu a substanței mantalei, procese care pot genera

fenomene secundare, probabil unde electromagnetice, de asemenea cu intensitate crescîndă. Undele seismice apar la sfîrşitul transformării, fiind consecinţa rearanjării bruşte a substanţei în spaţiu. Studiul experimental al fenomenelor secundare, presupuse a însoţi o transformare accelerată, ar putea furniza elemente de sprijin în predicţia oricărui cutremur adînc de transformare.

Evident, valabilitatea oricărei ipoteze geologice, în lipsa unor confirmări experimentale, este dependentă de măsura în care ipoteza nu intră în dezacord cu observaţii directe sau cu legităţi ferm stabilite. În cazul de faţă, ipoteza ar trebui să răspundă şi la întrebarea de ce într-o zonă de afundare Benioff, care se extinde pe sute şi mii de kilometrii în lungime, focarele seismice sînt totuşi discontinui, circumscrise la spaţii restrînse? Răspunsul este direct legat de imaginea pe care o avem despre constituţia litologică a unei zone de afundare. Dacă plecăm de la premisa unei omogenităţi litologice, cutremurele de transformare ar trebui să fie continui. Însă, dacă acceptăm o eterogenitate litologică, discontinuitatea cutremurelor de transformare apare ca fenomen firesc. După părerea mai multor autori, ca de exemplu S. I. Subotin şi colab. (1964), S. I. Subotin (1975), R. W. Bemmelen (1965), scoarţa şi mantaua terestră, în totalitatea lor, sînt sisteme cu eterogenitate litologică marcantă nu numai pe verticală, ci şi pe orizontală. Aceste eterogenităţi, care conferă mantalei terestre un aspect de aglomerat, au mari implicaţii în mişcările tectonice. Mai mult decît atît, S. I. Subotin (1964, 1975) este de părere că transformările de fază, însoţite de variaţii de volum în aceste „blocuri" constituente ale mantalei, sînt cauza decisivă a mişcărilor tectonice pe verticală.

THE PHASE MINERAL TRANSFORMATIONS — A POSSIBLE CAUSE OF SOME SUBCRUSTAL EARTHQUAKES

SUMMARY

According to Dannis and Walker's opinion, a rapid change of metastable to stable phases is possible at great depth. The author of the present paper, debating the kinetic theory, agrees with this point of view. He stresses that rapid changes can occur only under conditions of marked imbalance, when the caloric effect (ΔH) of change is greater than the activation energy (E^*). In case of low to high density material transition, the caloric effect is positive and gradually increases with the difference between pressure, P, and equilibrium pressure, P_e (where $P > P_e$). However, if the high to low density transformation occurs, the positive caloric effect appears only under conditions $P \ll P_e$.

The conclusion is drawn that change of metastable to stabl phases can be rapid at great depth, generating possible earthquakes. The energy of these earthquakes is $P_h \Delta V$, where P_h = pressure at depth, h, and ΔV = volume change at time of phase transition. The geological conditions ensuring pressure variations and mineral transformations at depth are discussed in this paper.

BIBLIOGRAFIE

AKIMOTO S., FUJISAWA H. (1968), *Olivine spinel solid solution equilibria in the system* Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4, J. Geophys., Res. **73**, 1467—1479.

ALLEN J.C., BOETTCHER A.L., MARLAND G. (1975), *Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of* $P-T-fo_2$, Amer. Min., **60**, 1069—1085.

BEMMELEN R.W. (1965), *On mega—undations: a new model on the Earth's evolution*, Tectonophysics, **3**., *1.*

BOYD R.F., ENGLAND J.L. (1960), *Apparatus for phase-equilibrium measurements at pressures up to 50 kilobars and temperatures up to* 1750°C, J. Geophys. Res., **65**, 741—748.

BRIDGMAN P.W. (1931), *The physics of high pressure*, Bell and Sons, London, p. 398.

DANNIS J.G., WALKER C.T. (1965), *Earthquakes resulting from metastable phase transitions* Tectonophysics, **2**, 401—407.

DAVIS B. L., ADAMA L.W. (1965), J. Geophys. Res., **60**, 433.

FYFE W.S., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1962), *Metamorficeskie reakții i metamorficeskie fații*, Izd. Inostr. Lit., Moskva, p. 132—136.

GUTENBERG B. (1964), *Astenosfernii sloi ponijennoi skorosti*, în *Verhnaia mantia Zendi*, p. 68—93, Izd. „Mir", Moskva.

MING L.C., BASSETT W.A. (1975), *The postspinel phases in the* Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 *system*, Science, **187**, 66—68.

RIABININ (1966), *Nekotorie rezultati issledovanii svoistv vecestva pri visokih davleniah i temperatarah, predstavliaiușcie interes dlea geofiziki*, p. 3—10, Izv. A. S.S.S.R., Moskva.

RINGWOOD A.E. GREEN D. H. (1966), *An experimental investigation of the gabbro-ecolgite transformation and some geophysical implications*, Tectonophysics.

RINGWOOD A.E., MAJOR A. (1966), *Synthesis of* Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 *spinel solid solutions Earth Planet*, Sci. Lett., **1**, 241—245.

SOBOTIN S.I. (1975), *Vaprosi teorii tektogheneza* în *Problemi fiziki zemli na Ukraine*, cap., VI, 144—154, „Naukova dumka", Kiev.

SUBOTIN S.I., NAUMCIK G.L., REHIMOVA I.S. (1964), *Protesi v verhnei mantii Zemli i ih vlianie na razvitie zemnoi kori*, „Haukova dumaka ", Kiev.

VERHOOGEN J. (1965), *Phase changes and convection in the earth's mantale* în *A symposium on continental drift*, ed. P.M.S. BLACKETT, E. BULLARD and S. K. RUNCORN, Phil: Trans. Roy. Soc. London, 1088.

Primit în redacție la
8 noiembrie 1977

Universitatea București
Facultatea de geolologie-geografie

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA BAZALTELOR CU XENOLITE DE CUARȚ DE LA DETUNATA

DE

I. MĂLDĂRESCU

Erupțiile din cele două Detunate (Munții Apuseni) au fost studiate sub aspectul formei edificiului vulcanic și al vîrstei de Al. Maxim (1944), care le consideră „conuri de umflare" (cumulodomuri — A. Rittman, 1967; D. Rădulescu, 1976) de vîrstă cuaternar vechi. Aceeași formă de zăcămînt le-o atribuie și V. Ianovici și colab. (1969).

Bazaltele de la Detunata Goală formează coloane cu secțiune, în general, hexagonală, ușor evazate la partea superioară, unde sînt acoperite de o crustă spongioasă, cu separații tabulare, perpendiculare la planele după care se separă coloanele. În masa bazaltelor, macroscopic compacte, sînt relativ frecvent întîlnite xenolite de cuarț cu o distribuție neomogenă și dimensiuni variind de la 1 mm pînă la 12 mm. Aspectele relativ asemănătoare cu cele descrise de V. Lațiu (1928) în bazaltele de la Racoșul de Jos și Detunata ne-au determinat să ne îndreptăm atenția asupra problemelor de petrogeneză pe care le ridică.

Microscopic, roca se caracterizează printr-o structură porfirică, cu masa fundamentală hialopilitică sau pilotaxitică și textura evident orientată. Fenocristalele alcătuiesc circa 10% din volumul rocii și sînt constituite din olivină, augit și hornblendă descompusă într-un agregat de augit, feldspat plagioclaz calcic și minerale opace.

Augitul apare în cristale idiomorfe sau hipidiomorfe cu dimensiuni cuprinse între 1,5 și 0,2 mm, frecvența cea mai mare avînd-o cele în jur de 0,35 mm. Distribuția sa în rocă este ușor neomogenă, cu tendință de a forma aglomerări compacte sau de a se dispune paralel cu unele direcții unde este mai abundent. Unghiul de extincție este ușor variabil, mai mic la periferie, determinînd o ușoară extincție zonată: $Ng : c = 37-40°C$. Pleocroismul este practic neobservabil, iar unghiul axelor optice, $2V_{Np} = 60°$. Constantele optice determinate îl apropie de un augit diopsidic.

Hornblenda a fost recunoscută numai după contururile caracteristice, fiind trecută într-un agregat microcristalin de piroxen monoclinic, feldspat plagioclaz foarte calcic (bytownit) și minerale opace. Gradul de cristalinitate al acestor agregate și modul de distribuire a mineralelor constitutive din cadrul lor variază de la eșantion la eșantion. Astfel, au fost întîlnite contururi în care mineralele opace au tendința foarte accentuată de a se aglomera spre periferie, marcînd clar conturul printr-o bordură de opacit, iar mineralelele transparente (piroxenul și plagioclazul) sînt fin cristalizate și mai abundente spre centru. Un alt aspect este determinat de apariția în interiorul acestor contururi a unor granule mai mari de piroxeni și plagioclazi, prezentînd o tendință preferențială de orientare în raport cu cristalul de hornblendă pe seama căruia s-au

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 207–213, BUCUREȘTI, 1978

format. Din această tendință de orientare se pot sesiza la unii indivizi maclele inițiale ale hornblendei. În unele cazuri au putut fi recunoscute incluziuni de cristale scurt prismatice de apatit.

Olivina apare rar și se prezintă în fenocristale idiomorfe sau hipidiomorfe cu dimensiuni cuprinse între 0,4 și 1,2 mm. Marginal și pe fisuri este trecută în bowlingit (?). A fost întîlnită în două situații deosebite : cristale mari, idiomorfe, izolate în masa rocii și sub formă de granule mici în jurul cărora se dezvoltă cristale de augit diopsidic. Unghiul axelor optice determinat la masa Fedorov este corespunzător unei olivine magneziene cu aproximativ 25% fayalit ($2V_{Np} = 85°$). Masa fundamentală este constituită din cristale de feldspați plagioclazi, piroxeni monoclinici, minerale opace și sticlă.

Plagioclazii formează cristale tabulare cu dimensiuni în jur de 0,1 mm, maclate în general după legea albit și avînd o accentuată tendință de orientare pe care o păstrează și în jurul fenocristalelor pe care le îmbracă. Compoziția plagioclazilor, determinată la microscop, variază între 34 și 43% An. Indivizii mai sodici par mai bine dezvoltați și sînt mai abundenți în zonele mai bogate în sticlă.

Piroxenii monoclinici din masa fundamentală au dimensiuni în jur de 0,1 mm și contururi ușor rotunjite, prezentînd aceeași tendință de orientare ca și feldspații.

Mineralele opace sînt izometrice, adesea cu contururi patratice și relativ omogen repartizate în masa rocii.

Sticla este prezentă în toată masa fundamentală, dar are tendința de a forma benzi continue, paralele, în care este mai abundentă sau chiar reprezintă singurul constituent. Este interesant că la unele eșantioane dispoziția acestor benzi formează unghiuri ce pot atinge 20° cu direcția după care se dispun microlitele de plagioclazi. În lungul benzilor de sticlă apar alveole elipsoidale, alungite paralel cu direcția benzilor. Refringența sticlei este negativă, iar culoarea brunie în tonuri mai deschise spre centrul acestor benzi. Rare trichite și longulite par să marcheze un început de devitrifiere.

Xenolitele de cuarț au dimensiuni cuprinse între 1 și 12 mm, contururi rotunjite și sînt în general neomogen repartizate în masa rocii. La microscop, xenolitele sînt corodate și puternic fisurate. Omogenitatea optică este remarcabilă pentru fiecare fragment în parte, dar la ansamblul xenolitului se pot observa variații de orientare de la fragment la fragment. În cazul unor xenolite mai mari se pot observa și variații de orientare optică mai importante, lăsînd impresia unor agregate inițiale policristaline. Cuarțul din xenolite a suferit transformări termice, fiind poligonizat, parțial topit sau trecut în metacristobalit, tridimit și cristobalit.

Topirea cuarțului se face marginal și este marcată prin contururile rotunjite ale xenolitelor și prin apariția unor coroane de sticlă cu grosimi variind între 0,2 și 0,7 mm. În aceste coroane sticla este neomogenă sub aspectul culorii și refringenței. Fenomenul este bine vizibil în interiorul unor intrînduri de sticlă în xenolite. Astfel, în porțiunile unde contactul cu cuarțul este maxim, culoarea sticlei este mai deschisă, refringența mai scăzută și se pot distinge fenomene de devitrifiere marcate prin apariția unei slabe anizotropii, a longulitelor și trichitelor și chiar a unui început

de separații asemănătoare perlitelor. În coroanele de sticlă din jurul xenolitelor, sticla este intens pigmentată cu minerale opace microcristaline spre contactul cu roca și este transparentă în rest. În masa sticlei se dezvoltă cristale de piroxen monoclinic cu dimensiuni mici, ale căror constante optice sînt apropiate de ale celor din masa rocii. În unele cazuri, piroxenii mai mari au aspecte scheletice.

Metacristobalitul apare pe marginile xenolitelor sau se dezvoltă în jurul unor fisuri. Se prezintă ca deranjamente optice în masa cuarțului marcate prin refringența mai scăzută a întregului ansamblu și extincție în sectoare fine.

Tridimitul a fost observat la intersecția unor zone cu metacristobalit sau, mai rar, chiar în lungul acestora. Apare sub formă de cristale tubulare cu dimensiuni pînă la 0,07 mm dispuse în rozetă. Zonele cu tridimit se remarcă în lumină naturală prin transparența agregatelor în raport cu zonele de metacristobalit.

Cristobalitul a fost observat la contactul dintre benzile de metacristobalit și sticlă, prezentîndu-se sub formă de granule mici, sub 0,1 mm, și contururi izometrice. Ca și în cazul tridimitului, cristobalitul este mai transparent în comparație cu zonele de metacristobalit.

Problemele pe care le ridică bazaltul le vom discuta din punct de vedere petrogenetic sub două aspecte, și anume: evoluția magmei și transformările suferite de xenolitele de cuarț.

Analiza chimică a acestui bazalt (V. Ianovici și colab., 1969) este redată în tabelul nr. 1. Considerînd că aproximativ 3% din masă

Tabelul nr. 1

Oxizi	%	%*
SiO_2	54,44	53,04
Al_2O_3	16,15	16,67
Fe_2O_3	1,92	1,98
FeO	4,44	4,58
MnO	0,15	0,15
MgO	7,20	7,43
CaO	9,61	9,92
Na_2O	2,85	2,94
K_2O	1,48	1,53
TiO_2	0,92	0,95
P_2O_5	0,21	0,22
H_2O	0,53	0,55
Suma	99,90	99,96

* Recalculat fără SiO_2 din xenolite.

o reprezintă xenolitele de cuarț, am recalculat analiza pentru care am obținut baza și norma (după metoda Niggli) redate în tabelul nr. 2.

Din comparația compoziției virtuale exprimată prin normă cu cea modală se pot face următoarele observații:

— compoziția rocii este saturată în SiO_2 (Q = 0,57), fapt neilustrat în compoziția modală unde olivina magneziană este prezentă în fenocristale;

— piroxenul normativ cu calciu (diopsidul), deși cel mai abundent dintre piroxenii normativi (15,81%), pare în compoziția modală mult mai frecvent;

Tabelul nr. 2

Baza	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Mgt	Fa	Fo	Q
	0,56	0,28	5,35	15,71	16,71	5,93	2,67	3,34	15,46	33,98

Norma	Cp	Ru	Or	Ab	An	Di	Mgt	Hy	En	Q
	0,56	0,28	8,92	26,18	27,85	15,81	2,67	8,91	8,25	0,57

— hiperstenul și enstatitul (din normă) ce apar însumați în cantitate aproximativ egală cu diopsidul nu sînt prezenți în compoziția mineralogică a rocii;

— albitul și anortitul sînt prezenți în normă în cantități aproximativ egale (compoziția virtuală a plagioclazului este 56% An), pe cînd microlitele de plagioclazi din masa fundamentală sînt ceva mai sodice.

Alte observații capabile să furnizeze indicații asupra evoluției magmei sînt: cantitatea mică de fenocristale, absența fenocristalelor de plagioclazi din masa rocii, prezența unor relicve de amfiboli, dispoziția diferită a benzilor de sticlă comparativ cu cea a cristalelor tabulare de plagioclazi.

În lumina acestor observații, credem că se pot emite următoarele ipoteze privind evoluția magmei din care s-a format bazaltul de la Detunata:

Apariția în cantități mici a fenocristalelor, exclusiv femice, și compoziția magneziană a olivinei, în contrast cu compoziția chimică a rocii, sugerează ideea unei temperaturi ridicate a magmei inițiale. Cristalizarea hornblendei în condiții de temperatură ridicată este de natură să indice presiunea ridicată a vaporilor de apă. Cristalizarea timpurie a augitului calcic și a amfibolului a determinat o sărăcire a topiturii în CaO și Al_2O_3, fapt ce a determinat în cristalizarea tîrzie apariția microlitelor de plagioclazi cu compoziție mai sodică.

Răcirea relativ rapidă în condiții de presiune scăzută a vaporilor de apă este răspunzătoare pentru prezența sub formă de fenocristale a olivinei magneziene și a instabilității amfibolilor.

Dispoziția diferită a benzilor de sticlă față de orientarea microlitelor de feldspați plagioclazi poate fi explicată prin momentele diferite ale aparițiilor lor. Cristalele de plagioclazi s-au orientat ca rezultat al curgerii într-un mediu cu viscozitate mare, conservînd prin dispoziția lor direcția de mișcare. Benzile de sticlă au apărut probabil în timpul consolidării ca rezultat al concentrării reziduului lichid pe planele născute prin contracție.

Prin conținutul ridicat în Al_2O_3 și scăzut în TiO_2, $Fe_2O_3 + FeO$ și K_2O, bazaltul de la Detunata are caracteristicile produselor bazice ale provinciilor andezitice. Calculul valorii σ (A. Rittmann, 1967) este:

$$\sigma = \frac{(2{,}94 + 1{,}53)^2}{53{,}04 - 43} = 1{,}99$$

valoare, de asemenea, caracteristică seriilor calcoalcaline.

În ceea ce privește xenolitele de cuarț, trebuie să remarcăm prezența simultană în rocă a trei faze deosebite ale SiO_2: cuarțul, tridimitul și cristobalitul.

Sistemul SiO_2 a fost studiat de F e n n e r încă în 1913 (Ș. S o l a c o l u, 1968). Transformările de fază în acest sistem sînt enantiotrope și respectă regula lui O s t w a l d, iar vitezele de reacție ale trecerilor de la o fază la alta sînt diferite. Transformările cu schimbări importante de volum decurg greu și se fac probabil sub influența unor mineralizatori care accelerează reacțiile. Datele analitice, ca și cele experimentale (W. A. D e e r și colab., 1969), par să indice faptul că tridimitul este o combinație complexă în care alcaliile joacă un rol important și fără de care nu este stabil (F l ö r k e, după Ș. S o l a c o l u, 1968).

Transformarea α-cuarțului în α-tridimit este o transformare greoaie ca urmare a rețelelor cristaline foarte diferite, dificultatea transformării fiind determinată de creșterea volumului cu circa 14%. Această transformare se face prin apariția mai întîi a deformărilor în rețeaua cuarțului și este marcată printr-o desfacere treptată a rețelei cu formarea metacristobalitului care are o densitate mai scăzută. Deplasarea reciprocă a fragmentelor de cuarț ca urmare a formării metacristobalitului determină, la intersecția zonelor cu această fază metastabilă, o micșorare a presiunii, favorabilă formării fazei mai puțin dense — α-tridimitul (fig. 1).

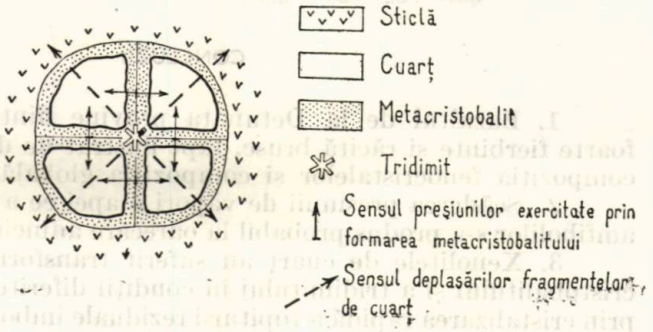


Fig. 1. — Deplasarea reciprocă a fragmentelor de cuarț ca urmare a formării metacristobalitului. Intersecția zonelor cu metacristobalit devine zonă de minimă presiune favorabilă formării tridimitului.

Formarea cristobalitului este rezultatul unor reacții de topire a cuarțului la contactul cu lichidusul magmatic și cristalizarea lui din topitură sau chiar din sticlă. Compoziția acestui lichidus a fost probabil relativ bogată în FeO, Na_2O și K_2O în comparație cu compoziția globală a rocii. Sistemul $NaAlSiO_4$ — FeO — SiO_2 a fost studiat de N. L. B o w e n și J. F. S c h a i r e r (1938), care au determinat pentru eutecticul $NaAlSi_3O_4$ — Fe_2SiO_4 — SiO_2 temperatura de 980°C. Compoziția neomogenă a sticlei, ca și modul în care s-au separat din topitura formată la contactul cu xenolitele de cuarț piroxenii, mineralele opace și a cristalizat cristobalitul sînt de natură să ne indice, pe de o parte, neomogenitatea lichidului, iar pe de altă parte temperatura superioară eutecticului la care au fost

incluse xenolitele de cuarţ. Poziţia cristobalitului la periferia xenolitelor de cuarţ este o mărturie a cristalizării lui dintr-o topitură îmbogăţită în SiO_2. Sensul reacţiilor cu formarea tridimitului şi a cristobalitului este ilustrat în figura 2.

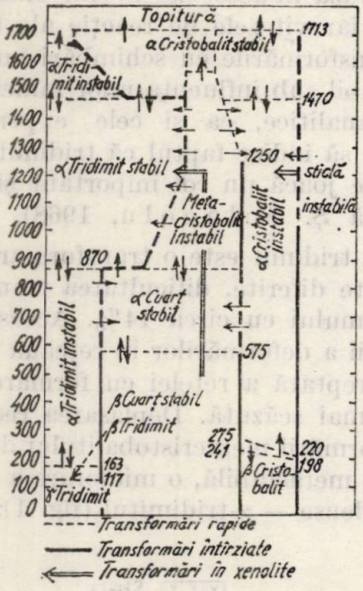


Fig. 2. — Reacţiile de supraîncălzire şi tratament termic la sistemul SiO_2 (J. S. Mc Dowell, după S. Solacolu, 1968).

CONCLUZII

1. Bazaltul de la Detunata provine dintr-o magmă calcoalcalină foarte fierbinte şi răcită brusc, fapt ilustrat de dezechilibrul prezent între compoziţia fenocristalelor şi compoziţia globală a rocii.

2. Scăderea presiunii de vapori a apei ce a determinat instabilitatea amfibolilor s-a produs probabil la oarecare adîncime şi în mod lent.

3. Xenolitele de cuarţ au suferit transformări de fază cu apariţia cristobalitului şi a tridimitului în condiţii diferite ; cristobalitul s-a format prin cristalizarea rapidă a topiturii reziduale îmbogăţite în SiO_2 la contactul cu xenolitele de cuarţ, iar tridimitul în urma unor transformări în stare solidă : cuarţ — metacristobalit — tridimit. Reacţiile au fost relativ repezi, fapt ce ne determină să credem că xenolitele provin probabil din formaţiuni din imediata apropiere a suprafeţei.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES BASALTES À XÉNOLITHES DE QUARTZ DE DETUNATA

RÉSUMÉ

Les basaltes de Detunata (Monts Apuseni) forment des cumulodômes d'âge quaternaire inférieur. Le débit de ceux-ci est prismatique à l'exception de la zone supérieure où il est tabulaire.

Fig .1. — Xenolit de cuarț (*q*) parțial trecut în metacristobalit (*m*) pe margini și fisuri și în tridimit (*t*) în centru. N ∥ , 25 ×.

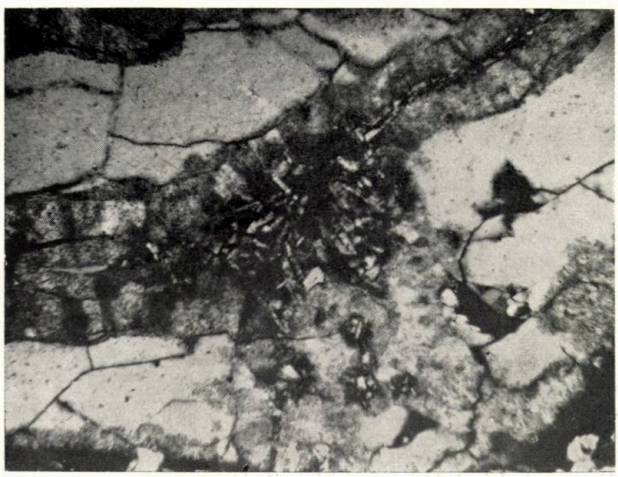


Fig. 2. — Tridimit tabular la intersecția unor fisuri cu metacristobalit. N+, 60 ×.

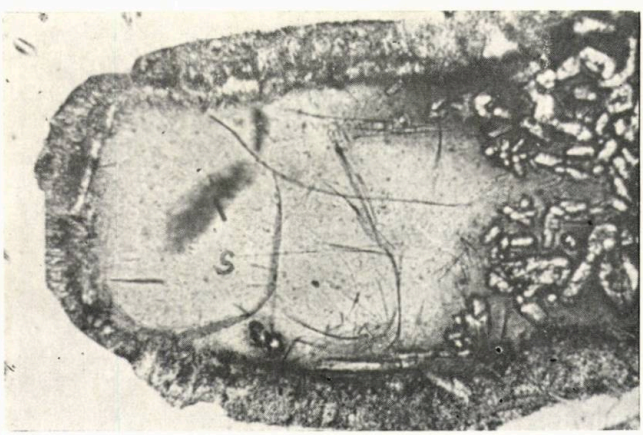


Fig. 3. — ,,Intrînd'' de sticlă (*s*) în xenolit de cuarț (*q*). N ∥ , 50 ×.

Fig. 1. — Cristobalit (*c*) la contactul metacristobalit—sticlă. N ‖ 100 ×.

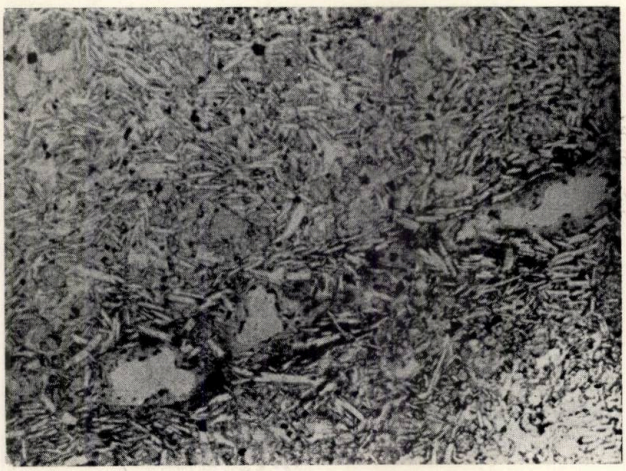


Fig. 2. — Zonă cu vacuole, bogată în sticlă, întretăind oblic orientarea dominantă a microlitelor de plagioclaz. N ‖ , 25 ×.

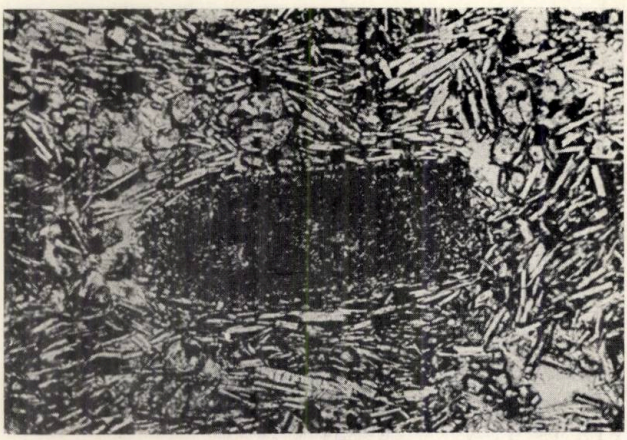


Fig. 3. — Hornblendă resorbită. N ‖ , 25 ×.

Les basaltes ont la structure porphyrique à rares phénocristaux d'olivine, d'augite et de hornblende transformée dans un agrégat microcristallin à pyroxène monoclinique, feldspaths plagioclases basiques et minéraux opaques. La masse fondamentale est formée de petits cristaux lamellaires de plagiolase, d'augite souvent xénomorphe, de minéraux opaques et de verre. L'olivine est magnésienne à 25% fayalite et les plagioclases ont de 34 à 43% An. La composition modale des phénocristaux est bien différente de la composition normative, probablement par suite du refroidissement rapide d'une lave très chaude qui n'a pas permis d'arriver à un équilibre entre la petite quantité de phénocristaux et le liquide. La pression de la vapeur d'eau a été faible durant le refroidissement déterminant l'instabilité de la hornblende.

Les xénolithes de quartz ont les dimensions comprises entre 1 et 12 mm et sont fissurées et faiblement fondues aux périphéries. Dans la verre qui borde le quartz se développent des cristaux de pyroxène monoclinique, par endroits squelettiques. Le quartz a subi des transformations incomplètes passant en métacristobalite sur les bordures et autour des fissures, en cristobalite au contact des xénolithes avec la verre et en tridymite aux intersections des fissures. L'apparition de la tridymite dans ce cas a été facilitée par l'abaissement de la pression par suite des forces conjuguées exercées par la formation de la métacristobalite.

BIBLIOGRAFIE

Bowen N.L., Schairer J.F. (1938), *Crystallization equilibrium in nepheline — albite — silica mixtures with fayalite*, J. Geol., **46**, 397—411.

Deer W.A., Howie R.A., Zussaman J. (1969), *Rock-forming minerals*, **4**, Longmans, London.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T.P., Borcoș M., Lupu M., Savu H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei, București,

Lațiu V. (1928), *Contribuții la studiul petrografic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarț de la Racoșul de Jos*, An. Inst. geol. Rom., **XIII**, 1—22.

Maxim Al. (1944), *Forma și timpul de erupție al bazaltelor celor două Detunate (Bucium, Munții Apuseni)*, Rev. Univ. Cluj, Muzeul min. -geol., **VIII**, *1*, 161—174.

Rădulescu D.P. (1976), *Vulcanii astăzi și în trecutul geologic*, Edit. tehnică, București.

Rittmann A. (1967), *Vulcanii și activitatea lor*, Edit. tehnică, București.

Solacolu Ș. (1968), *Chimia fizică a silicaților tehnici*, Edit. tehnică, București.

Primit în redacție la
10 septembrie 1977

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

Les basaltes ont la structure porphyrique à rares phénocristaux d'olivine, d'augite et de hornblende transformée dans un agrégat microcristallin à pyroxène monoclinique, feldspaths plagioclases basiques et minéraux opaques. La masse fondamentale est formée de petits cristaux lamellaires de plagiolase, d'augite souvent xénomorphe, de minéraux opaques et de verre. L'olivine est magnésienne à 25% fayalite et les plagioclases ont de 34 à 43% An. La composition modale des phénocristaux est bien différente de la composition normative, probablement par suite du refroidissement rapide d'une lave très chaude qui n'a pas permis d'arriver à un équilibre entre la petite quantité de phénocristaux et le liquide. La pression de la vapeur d'eau a été faible durant le refroidissement déterminant l'instabilité de la hornblende.

Les xénolithes de quartz ont les dimensions comprises entre 1 et 12 mm et sont fissurées et faiblement fondues aux périphéries. Dans la verre qui borde le quartz se développent des cristaux de pyroxène monoclinique, par endroits squelettiques. Le quartz a subi des transformations incomplètes passant en métacristobalite sur les bordures et autour des fissures, en cristobalite au contact des xénolithes avec la verre et en tridymite aux intersections des fissures. L'apparition de la tridymite dans ce cas a été facilitée par l'abaissement de la pression par suite des forces conjuguées exercées par la formation de la métacristobalite.

BIBLIOGRAFIE

Bowen N.L., Schairer J.F. (1938), *Crystallization equilibrium in nepheline — albite — silica mixtures with fayalite*, J. Geol., 46, 397 – 411.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1969), *Rock-forming minerals*, 4 Longmans London.

Janovici V., Giuscă D., Ghiţulescu T.P., Bancos M., Lupu M., Savu H. (1969), *Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Laţiu V. (1928), *Contribuţii la studiul petrografic al bazaltului cu inclusiuni exogene de cuarţ de la Bacoşul de Jos*, An. Inst. geol. Rom., XIII, 1 – 22.

Maxim Al. (1914), *Forma şi timpul de erupţie al bazaltelor celor două Detunate (Bucium, Munţii Apuseni)*, Rev. Univ. Cluj, Muzeul min.-geol., VIII, 1, 161 – 174.

Răduţescu D.P. (1976), *Vulcanii asiaţi şi în trecutul geologic*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Hittmann A. (1967), *Vulcanii şi activitatea lor*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Solacolu S. (1968), *Cluţata fizică a silicaţilor tehnici*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Printat la redacţie la
10 septembrie 1977

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

CONSIDERAȚII PRELIMINARE ASUPRA CARACTERELOR MORFOSTRUCTURALE ȘI A EVOLUȚIEI GEOLOGICE A ROCILOR ULTRABAZICE ASOCIATE SERIILOR CRISTALINE PRECAMBRIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI

DE

MARCEL MĂRUNȚIU

I. INTRODUCERE

Aspectele morfostructurale ale corpurilor de roci ultrabazice asociate ariilor orogenice — peridotitele de tip alpin — reprezintă elemente esențiale în aprecierea poziției genetice și în descifrarea evoluției geologice a acestora.

Stabilirea relației macro-microstructuri este imperios necesară în studiul complex al unor astfel de ocurențe, contextul geologic oferind deseori posibilități de corelare cu elemente similare din roci contemporane (cazul ultrabazitelor asociate formațiunilor metamorfozate).

Lucrarea de față aduce cîteva elemente de referință pentru un astfel de studiu, în ce privește ocurențele de roci ultrabazice din munții Sebeș, Semenic și Almăj.

De-a lungul timpului, numeroși geologi, cercetînd formațiunile cristaline ale acestor areale, menționează și ivirile de serpentinite. În mod special, ele apar tratate în lucrările lui L. Pavelescu (1956), L. Pavelescu și colab. (1967), C. Gheorghiu (1954), M. Trifulescu și M. Mureșan (1962), M. Trifulescu (1963), M. Mureșan și colab. (1974), G. Neacșu și N. Bîră (1962), H. Savu și colab. (1976).

Șisturile cristaline precambriene, cărora le sînt asociate corpuri de roci ultrabazice, aparțin seriilor de Sebeș—Lotru, de Miniș și de Ielova.

În ce privește litologia și gradul de metamorfism, seria de Sebeș—Lotru este bine cunoscută; subliniem doar recunoașterea caracterului ei polimetamorfic, marcat de intense restructurări mineralogice și texturale (I. Hârtopanu, 1978). Roci ultrabazice asociate apar în partea centrală a Munților Sebeș—Cibin, în lungul unui aliniament discontinuu (Poiana Diței—Vîrful Tițianu—Dealul Negru—Mlăcile—Cujerele—Valea Dobra), sau ca iviri izolate (Foltea, Șurianu, Balindru etc.). În Munții Semenic, asociat aceleiași serii, apar corpuri la Buchin, vîrful Cuca, în zona Pîrvova și Lăpușnicel.

Seria de Miniș, metamorfozată în condițiile zonei cu biotit, cuprinde roci ultrabazice ce aflorează în valea Braniște (Moceriș), valea Lighidia (Bozovici), valea Puceava—valea Craiovei (Pîrvova).

ST. CERC. GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 215–227, BUCUREȘTI, 1978

Legat de fundamentul precambrian al domeniului danubian din Munții Almăj, apar roci ultrabazice în cuprinsul cristalinului de Ielova, caracterizat printr-un metamorfism la nivelul zonelor cu disten (M. Mărunțiu, 1976) și cu sillimanit (Al. Andrei, Erika Match, raport, 1976)[1]. Ele formează aliniamentul cunoscut în zona Boican—Vîrșeț—Rudăria.

II. PETROGRAFIA CORPURILOR ULTRABAZICE

Intensitatea deosebită a procesului de serpentinizare a rocilor ultramafice, în general anhidre, face ca tipurile petrografice primare să fie identificabile grație mineralelor relicte și a aspectelor fiziografice ale pseudomorfozelor de serpentină după minerale primare.

Predominanța peridotitelor cu ortopiroxen (harzburgite) este o caracteristică pentru ocurențele discutate. Alături de acestea se întîlnesc dunite, wehrlite, peridotite cu amfibol, piroxenite, peridotite cu clorit și peridotite cu granat.

Mineralele primare, în cristale de dimensiuni foarte variabile, sînt reprezentate prin varietăți mineralogice apropiate, în toate rocile identificate. Procese cu caracter retromorf au determinat apariția unor minerale secundare care diversifică aspectul paragenetic al rocilor (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Relația minerale primare — minerale secundare în roci ultrabazice

Minerale primare	Minerale secundare
Olivină (87-92 Fo) — — — —	— — — — — — — → serpentină
Ortopiroxen (84-94 En) — — —	— — — → antofilit, talc → serpentină
Clinopiroxen (diopsid, augit) — —	— — — → tremolit
Hornblendă magneziană — — — ($2V\alpha = 85-100°$, $\gamma \wedge c = 18-25°$)	— — — — — — — → serpentină
Spinel cromifer — — — — —	— — — → clorit
Granat — — — — — — →	amfibol + spinel — → clorit

S-a remarcat astfel tranziția de la peridotite cu granat la peridotite cu noduli de clorit, unde cloritul apare format pe seama granatului bogat în pirop, prin intermediul unei asociații simplectitice amfibol + spinel. Rocile cu conținut de clinopiroxen trec în tipuri cu amfibol tremolit-actinolitic, iar cele cu ortopiroxen, în tipuri cu antofilit și talc. Atît mineralele primare, cît și cele secundare sînt afectate în măsură diferită de serpentinizare. Aceste transformări oferă posibilitatea de a caracteriza termobaric etapele de evoluție a rocilor.

Aspectele structural-texturale legate de mineralele primare, pe de o parte, și de relația minerale primare — minerale secundare, pe de altă

[1] Arh. I.G.P.S.M.S.

parte, sînt de asemenea corelabile pentru majoritatea corpurilor, făcînd posibile generalizări petrogenetice.

Asociat rocilor menționate, mai apar subordonat cloritite, rodingite, metaroci bazice.

În ce privește șisturile ultrabazice din zona Pîrvova—Lăpușnicel, acestea sînt constituite predominant din antofilit—tremolit—actinolit și talc. În cuprinsul seriei de Miniș, rocile ultrabazice au suferit intense procese de listvenitizare care au creat asociații caracteristice antigorit—talc—carbonat, talc—carbonat și cuarț—carbonat.

III. FORMA CORPURILOR ULTRABAZICE ȘI RELAȚIILE CU ROCILE-GAZDĂ

Aspectul morfologic al corpurilor ultrabazice din cele trei areale este similar. În mod constant, ele sînt de formă eliptică—lentile, lentile—strat, silluri budinate —, reprezentînd formațiuni neînrădăcinate. Acest fapt apare evident în cazul unor corpuri de dimensiuni metrice și submetrice dezvelite în totalitate la scara aflorimentului (exemplu : în valea Rudărie i —Munții Almăj).

De regulă, corpurile sînt orientate cu axa lungă conform cu structura generală a rocilor înconjurătoare. Ușoare abateri de la această regulă prezintă unele corpuri din Munții Sebeș, mai ales în zona Tițianu, explicabile fie prin procesul de migrare sub efort tectonic, fie prin schimbările texturale din rocile-gazdă pe care le produce suprapunerea mai multor evenimente metamorfice (I. Hârtopanu, 1978).

Concordanța remarcată la scara corpului se regăsește la nivelul imediat al contactului ultrabazit-șist, fiind observate microcutări ce afectează fie acest contact, fie micile ramificații ale corpului principal (fig. 1).

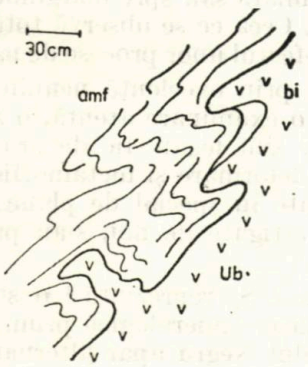


Fig. 1. — Microcutarea contactului ultrabazit (*Ub*) — amfibolit (*amf*); *bi*, zonă de reacție cu biotit; Valea Craiovei, Pîrvova.

În unele cazuri, se remarcă în apropierea contactului o zonă de intensă laminare a ultrabazitului, fără a fi însoțită de alte fenomene. Frecvent însă se observă procese de reacție cu extindere variabilă, efect al tendinței normale de realizare a echilibrului între roci cu chimism

diferit, prin parageneze cu compoziții intermediare, născute prin schimbur ionice în condițiile termo-barice ce caracterizau metamorfismul regional.

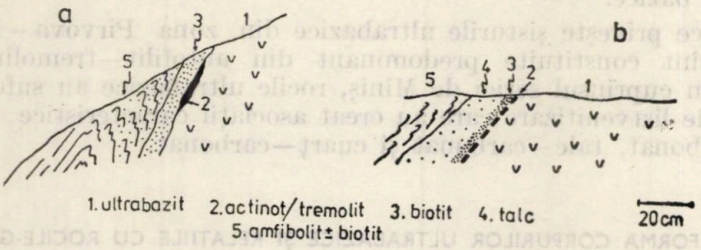


Fig. 2. — Fenomene de reacție în zona de contact ultrabazit — șist cristalin. *a*, Valea Craiovei, Pîrvova ; *b*, Valea Vrăbete-Lăpușnicel.

Zona de reacție este relativ simplă din punct de vedere mineralogic (amfibol, talc, biotit, clorit), fiind uneori recunoscută o zonă internă, formată pe seama rocii ultrabazice, și o zonă externă formată pe seama rocii din perete, care se pierde treptat cu depărtarea de contact (fig. 2 *a*). Zonalitatea fenomenului de reacție este de asemenea un fapt constatat, marcat de succesiuni de parageneze mono- sau biminerale (fig. 2 *b*).

IV. ELEMENTE STRUCTURALE MAJORE ÎN ROCI ULTRABAZICE

Distribuția eratică a diferitelor tipuri petrografice în cuprinsul aceluiași corp este un element caracteristic tuturor ocurențelor cercetate și, în general, tuturor ultrabazitelor de tip alpin. Tranzițiile între roci sînt treptate, iar forma spațială pe care o deține fiecare tip este greu de intuit. Nu pot fi remarcate de asemenea schimbări compoziționale de natură primară sau spre marginile corpurilor, care să marcheze eventuale zonalități. Ceea ce se observă totuși în unele cazuri (talc, antigorit, carbonat) este efectul unor procese de natură metamorfică, cu aport de substanță.

Deși prin excelență neuniforme și masive, rocile ultrabazice arată totuși, la o examinare atentă, o serie de elemente structurale cu caracter local, care sînt legate fie de procesele primare de formare a rocii, fie de fazele de deformare și metamorfism pe care acestea le-au suferit. Ele sînt reprezentate în special de plane S și mai puțin de lineații minerale. În rocile investigate de noi, s-au putut remarca patru astfel de plane (S_L, S_0, S_1, S_2).

Planul S_L reprezintă [2] o stratificație dată de diferențe cantitative în compoziția mineralogică primară a rocilor. Astfel, în cuprinsul corpului de la Dealul Negru apar alternanțe de dunite și harzburgite în strate cu limite nete (fig. 3) sau strate de peridotite cu amfibol în harzburgite. În peridotitele cu granat se remarcă strate centimetrice de clinopiroxenite cu granat sau strate dunitice în peridotitele cu clorit. Deseori se întîlnesc

[2] Notație consacrată în literatura de limba engleză desemnînd „layering" în roci ultrabazice.

în cuprinsul corpurilor strate orto- sau clinopiroxenitice, ultimele în general transformate în parageneze cu amfibol-clorit.

În cuprinsul aceluiași strat nu sînt remarcate variații mineralogice calitative sau cantitative, care să definească o stratificație criptică sau o stratificație ritmică rezultată în procesul de diferențiere al unei magme

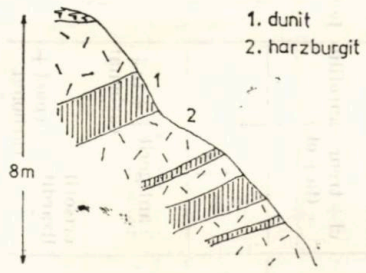


Fig. 3. — Stratificație S_L în corpul de la Dealul Negru (Munții Sebeș).

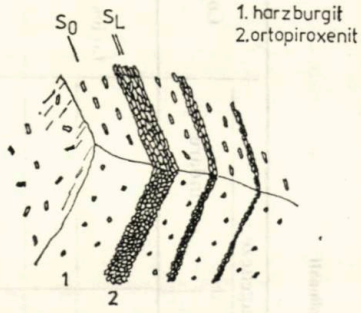


Fig. 4. — Relație între S_L și S_0-Cujerele (Munții Sebeș).

inițiale. Astfel, nu putem alătura genetic stratificația S_L, remarcată de noi, cu stratificația caracteristică complexelor magmatice stratiforme.

Poziția spațială a stratelor este sau nu paralelă cu marginile cartate ale corpurilor. Uneori stratele, mai cu seamă cele piroxenice, sînt budinate.

Orientarea preferențială a ortopiroxenului și a hornblendei magneziene primare creează apariția locală a unei foliații S_0. Acest plan este sau nu conform cu marginile cartate ale corpurilor, cu alungirea acestora, sau cu structura rocilor metamorfice înconjurătoare. Relația dintre planele S_L și S_0 este de conformitate (fig. 4). Axele „c" ale cristalelor de ortopiroxen și amfibol sînt în mod consecvent dispuse într-un astfel de plan S_0, dar în cuprinsul lui au o dispoziție indiferentă, încît nu se realizează o aliniere care să fie caracterizată drept lineație minerală. Astfel apare evident faptul că șistozitatea S_0 a luat naștere prin cristalizare într-un mediu impus, fără manifestarea unui transport tectonic. Acest caracter al planelor S_0, ca și participarea la definirea lor a mineralelor primare și extinderea foarte redusă creînd zone de aspect relict incluse în roci masive, dă posibilitatea de a se aprecia că el reprezintă, alături de S_L, un relict antemetamorfic și chiar preintrusiv neafectat de recristalizările în domeniul subsolidus care au avut loc în timpul evoluției metamorfice a rocii.

Planele S_1, după care se orientează amfibolul tremolit-actinolitic și cloritul, sînt considerate de natură metamorfică. Cloritul apare frecvent în rocile ultrabazice din zonele discutate și este ușor de remarcat șistozitatea dată de el, care în mod constant este conformă cu aceea a rocilor înconjurătoare. În cazul unor compoziții inițiale adecvate (peridotite cu clinopiroxen, clinopiroxenite), amfibolul metamorfic rezultat suferă aceeași orientare.

Tabelul nr. 2

Etapele de evoluție a rocilor ultrabazice din Carpații Meridionali

Etapa de evoluție	Elemente structurale	Procese geologice	Texturi	Parageneze		Condiții de facies
				primare	secundare	
I	S_L S_0			ol + opx + cpx + + hb ± ga		facies eclogitic
II	?	intruziune (curgere plastică)	„porfiro-claste"	↓		?
III		recristalizare	kelifite I (?) mozaic poligonal kelifite II	ol + opx + cpx + hb	amf(+ 2V) + Sp	facies granulitic
IV	S_1	cristalizare sincinematică	$(001)_{cl}$ || S_1 c_{trem} || S_1 noduli de clorit	ol ± opx + hb	cl + trem + antofilit + (ta + ol')	facies amfibolitic
V	S_2 l_2	cristalizare sincinematică	$(001)_{cl}$ || S_2 c_{trem} || S_2	↓	↓ ↑ ?	?
VI post-deformare		listvenitizare (+ CO_2) serpentinizare			antigorit + ta + carbonat; crisotil + lizardit; cuarț + carbonat	

Cele mai evidente efecte ale transformărilor metamorfice și deformărilor ce nasc șistozitatea S_1 apar în cazul peridotitelor cu noduli de clorit din zona văii Dobra (Munții Cibin). În aceste roci, amfibolul tremolitic, născut pe seama clinopiroxenului din peridotitul inițial, este puternic orientat, fiind observată în același timp suprapunerea șistozității metamorfice peste stratificația S_L. Nodulii de clorit, care în roci fără șistozitate sînt constituiți dintr-un agregat neorientat de cristale, sînt în acest caz alungiți conform cu șistozitatea, iar în cadrul lor cloritul se orientează în același fel. Deseori, nodulii se aplatizează atît de mult încît trec în nivele, ștergîndu-se local aspectul nodular. Este de remarcat că stratificația S_L și șistozitatea S sînt cutate. Deseori se observă aici efectul unui alt set de plane S_1 care determină recristalizarea cloritului (plane S_2). Din relația cu deformările plicative se remarcă faptul că planul S_2 nu este răspunzător de apariția acestora, el nereprezentînd planul axial al lor — cute de clivaj — ci este un plan ulterior cutării, dependent de o altă fază deformațională. Conform acestui plan cloritul din noduli suferă reorientări parțiale (fig. 5).

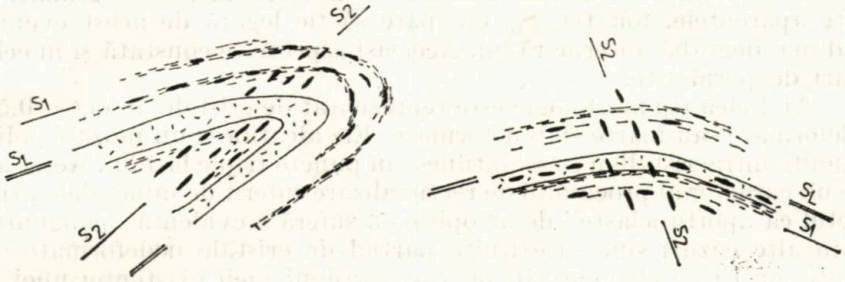


Fig. 5. — Relații (în blocuri) între S_L, S_1 și S_2 în serpentinitele cu noduli de clorit — Valea Dobra (Munții Cibin).

În cuprinsul multor alte corpuri a putut fi observată o șistozare puternică, însă mai puțin persistentă ca extindere. Ea este marcată în roci de compoziție adecvată de o recristalizare a pseudomorfozelor de antofilit și talc după ortopiroxen, sub forma unor rozete aplatisate conform șistozității. Caracteristicile acestei șistozități, deseori cu aspectul unui clivaj, ne fac să apreciem că ne aflăm în prezența planelor S_2. Creșterea preferențială a antofilitului după unul din diametrele rozetelor creează o lineație minerală — l_2 Efectele unui asemenea plan fără a determina însă recristalizări sînt considerate a fi cutele de clivaj bine marcate în cloritite legate de rocile ultrabazice (de exemplu Virșeț—Munții Almaj).

V. ETAPE ȘI PROCESE PETROGENETICE ÎN EVOLUȚIA CORPURILOR ULTRABAZICE

Examinarea paragenezelor reprezentative pentru rocile ultrabazice, și mai ales a relațiilor texturale dintre mineralele premergătoare serpentinizării, este în măsură să ofere o bază de discuții în ce privesc stadiile evoluției structurale și mineralogice a rocilor. Aspectele pe care le vom prezenta

se referă în special la rocile ultrabazice din munții Sebeș—Cibin și Almăj, unde se păstrează suficiente relicte în urma serpentinizării. Cele mai adecvate pentru o astfel de investigație sînt perioditele cu granat și cele cu noduli de clorit. Plecînd de la aspectele texturale și mineralogice remarcate în aceste roci, corelate cu observații făcute în celelalte tipuri petrografice, s-au putut trage concluzii generale privitoare la procesele care au afectat rocile ultrabazice. Esențial în stabilirea diverselor etape evolutive a fost raportarea caracterelor texturale față de diferitele evenimente deformaționale.

Mineralele primare ale rocilor ultrabazice — olivina și piroxenul — se prezintă sub două tipuri morfologice asociate. Primul tip este reprezentat prin granule mari (> 2 mm), arătînd puternice efecte ale unei deformări prin alunecare intracristalină ce a generat contorsionări ale cristalelor, evidențiate de benzi kink („porfiroclaste"). Acest fenomen este bine marcat în peridotitele cu granat, unde se remarcă o pronunțată alungire a cristalelor de ortopiroxen (pl. I, fig. 1) și o tendință de orientare a direcțiilor de alunecare (coincizînd cu axul „C") care ar marca în acest mod direcția de curgere plastică, dedusă ca existînd și din budinajul stratelor S_L. Uneori se remarcă ovalizări accentuate ale cristalelor de granat. După toate aparențele, foliația S_0 nu pare să fie legată de acest eveniment, fiind mai degrabă anterioară lui. Aceleași aspecte se constată și în celelalte tipuri de peridotite.

Al doilea tip morfologic este reprezentat de cristale mici ($< 0{,}5$ mm) nedeformate sau foarte slab deformate. Ele alcătuiesc un mozaic poligonal cu limite intracristaline ce se întîlnesc în puncte triple la 120°. Acest aspect este un caracter al procesului de recristalizare suferit de mineralele primare. Faptul că „porfiroclaste" de ortopiroxen suferă o evidentă „poligonizare", iar în alte cazuri sînt substituite parțial de cristale nedeformate (pl. I, fig. 2) constituie elemente în plus în sprijinul ideii existenței unei etape majore de recristalizare în stare solidă.

Texturi similare apar și în cuprinsul stratelor de ortopiroxenite și mai clar în clinopiroxenitele cu granat.

Recristalizarea în agregate mozaicate poate fi raportată la transformări mineralogice calitative și de aici se pot trage concluzii asupra condițiilor fizice în care s-a desfășurat fenomenul.

S-a constatat că peridotitele cu granat din Munții Cibin, pentru care se acceptă condiții de stabilitate corespunzătoare faciesului eclogitic (M. J. O' H a r a , 1967 ; M. J. O'H a r a și colab., 1971), suferă un proces retromorf legat de transformarea marginală a granatului într-un agregat simplectitic coronar de amfibol + spinel (kelifite). Remarcăm însă că în exteriorul acestei coroane se localizează o altă zonă circulară în care un amfibol optic pozitiv, ușor brun, asociat cu granule de spinel se întrepătrunde cu masa poligonală de ol + opx + cpx, identificîndu-se textural cu aceasta (pl. I, fig. 3). De aici concluzia că procesul major de recristalizare a avut loc în condițiile tranziției granat → amfibol + spinel. Reacția se localizează la aproximativ 750° și 7—10 Kb, domeniu caracteristic faciesului granulitic (M. J. O' H a r a, 1967 ; J. R. M ö c k e l , 1968), și a fost constatată în peridotitele cu granat asociate unor terenuri granulitice, ca rezultat al readaptării lor (H. G. S c h a r b e r t, 1973). Apare evident faptul că recristalizarea ocură deasupra limitei inferioare de stabilitate a

clinopiroxenului în roci magneziene, deoarece clinopiroxenitele granatifere asociate peridotitelor cu granat arată recristalizări fără transformarea clinopiroxen → amfibol, plasată, pentru astfel de compoziții, la un nivel inferior, în condițiile zonei cu sillimanit (V. Trommsdorff, B. W. Evans, 1974).

Rocile ultrabazice din seria de Ielova, datorită lipsei mineralelor aluminoase primare — granat —, nu oferă astfel de relații și de aceea este mai dificil de raportat momentul recristalizării față de transformări mineralogice. Celelalte aspecte texturale și macrostructurale fiind identice, optăm pentru o plasare similară a fenomenului cu acela din Munții Sebeș—Cibin.

Aspectele menționate pînă acum ne permit să afirmăm că rocile ultrabazice, formate într-un domeniu PT caracterizat de ocurența peridotitelor cu granat (în cazul unor compoziții aluminoase) și beneficiind de structuri reprezentate de S_L și S_0, au fost „intruse" în stare solidă prin curgere plastică într-un domeniu caracterizat de condițiile faciesului granulitic. Persistența lor aici determină recristalizarea parțială a componenților primari și formarea concomitentă a produșilor secundari pe seama granatului, incluși în masa poligonală. Existența probabilă a unor kelifite fibroase premergătoare procesului (kelifite I) este sugerată de o recristalizare parțială fără mozaicare, care păstrează amfibolul puternic alungit grupat în agregate paralele (pl. I, fig. 4). Apare însă clar că, după recristalizare, kelifitizarea a continuat, formîndu-se coroanele simplictitice cu texturi fibroase (kelifite II).

Transformarea retromorfă a continuat prin înlocuirea simplectitelor amfibol+spinel de către clorit și a clinopiroxenului de către tremolit. Cînd transformarea a avut loc în condiții statice, cloritul este grupat în noduli în care cristalele sînt orientate indiferent. Cristalizarea în condiții de stress determină apariția șistozității S_1, marcată atît de orientarea cloritului, cît și a amfibolului (pl. I, fig. 5). În celelalte tipuri litologice ultrabazice, atît în domeniul getic cît și autohton, cloritul și tremolitul urmează aceeași regulă.

Paragenezele inițial simple devin acum supraaglomerate, datorită suprapunerii domeniilor de stabilitate ale unor asociații de minerale secundare care tind să înlocuiască mineralele primare. Cele mai evidente transformări le suferă ortopiroxenul. Rocile cantonate în cristalinul seriei de Sebeș—Lotru arată în mod obișnuit trecerea ortopiroxenului în antofilit. Prezența șisturilor ultrabazice cu antofilit sugerează o etapă de cristalizare sincinematică a acestui mineral, cu toate că, în frecvente cazuri în Munții Sebeș, antofilitul este grupat în snopi, evident formați în condițiile statice. Aceleași aspecte le relevă și transformarea ortopiroxenului în talc + olivină, grupate în edificii orientate sau nu. Prima reacție este înlocuită de a doua (în aceleași condiții PT) în cazul unor corpuri, în special în seria de Ielova, datorită probabil raportului $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, care atunci cînd este scăzut elimină antofilitul din succesiunea reacțiilor minerale (V. Trommsdorff, B. W. Evans, 1974). Se pare deci că cristalizarea (în acest caz în condițiile faciesului amfibolitic — V. Trommsdorff, B. W. Evans, 1974) a depășit ca extindere temporală deformarea răspunzătoare de apariția șistozității S_1, motiv pentru care apar asociații minerale neorientate. Acest moment în

evoluția rocilor ultrabazice este corelabil cu evenimentul metamorfic ce definitivează aspectul mineralogic și structural al șisturilor cristaline gazdă.

Talcul din pseudomorfozele după ortopiroxen este frecvent deformat, concomitent cu apariția unor cute kink în clorite. Acestea sînt rezultatul deformărilor ce au generat șistozitatea S_2, care în zonele unde a fost foarte penetrantă a determinat recristalizarea unor minerale (clorit, talc, antofilit). Cloritul afectat de deformări este frecvent substituit de către antigorit (pl. I, fig. 6). Au fost observate relații de substituție concomitentă a cloritului și talcului (din pseudomorfozele după ortopiroxen) prin antigorit (fig. 6) sau apariția acestuia direct pe seama olivinei.

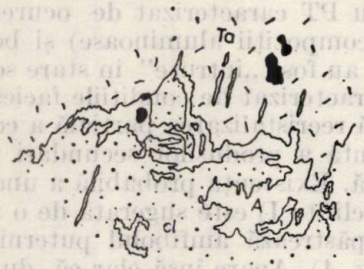


Fig. 6. — Substituția prin antigorit a cloritului și talcului la limita dintre acestea — Cujerele (Munții Sebeș).

Relațiile texturale în care apare antigoritul ne face să apreciem că mineralul a cristalizat în condiții statice, ulterioare deformației S_2, la temperaturi mai mici de 550—600° (V. Trommsdorff, B. W. Evans, 1974). Manifestarea locală a unui aport de CO_2 prin soluții postdeformaționale a condus la reacții în condiții statice, în care pe seama mineralelor primare apar parageneze cu talc (microcristalizat, neorientat) și carbonat (cristale cu accentuate tendințe de idiomorfism). Existența în mod constant a antigoritului asociat cu acestea, în agregate neorientate, sugerează că de acest moment sînt legate condiții care favorizează apariția abundentă a lui. Paragenezele succesive în care apare eliminarea treptată a antigoritului în detrimentul asociației talc + magnezit sînt explicabile prin creșterea continuă a activității CO_2 în soluții (W. Johannes, 1969) fără influența unor variații importante de temperatură.

Serpentinizarea crisotil-lizarditică a olivinei, evidențiind structuri celulare sau în formă de clepsidră, alături de agregate criptocristaline serpofitice, este în mod clar ultimul proces care afectează roca ultrabazică. Alături de olivină sînt afectate de serpentinizare amfibolul primar, ortopiroxenul, antofilitul. Cristale de talc și clorit deformat sînt digerate parțial de această serpentină. Nu putem concepe că minerale cu un domeniu de stabilitate în condiții joase de presiune și temperatură, ca mineralele serpentinice, alcătuind edificii structurale fragile, s-au putut menține în timpul fazelor de deformare evidențiate de noi, dacă am aprecia o serpentinizare imediat următoare momentului „intruziunii". În sprijinul acestei interpretări vine constatarea că filonașe de crisotil traversează amfibolite adiacente corpului ultrabazic, însinuîndu-se pe fisuri postmetamorfice.

În cursul procesului de listvenitizare, dispariția asociației talc+carbonat și apariția pe seama ei a asociației cuarț+carbonat (listvenite p. Z.)

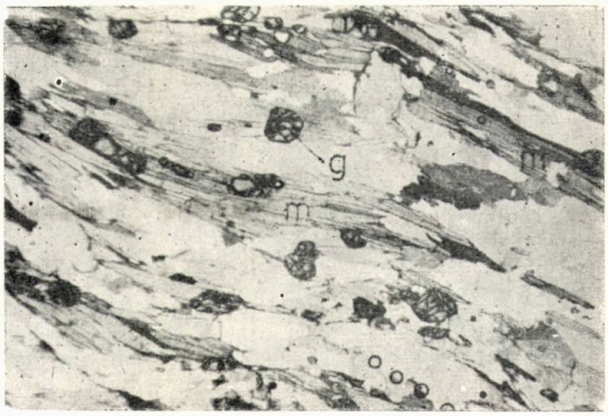


Fig. 1. — Textură ondulată, cu mice rectilinii și granați sparți. N ∥, 75 ×; *g*, granați; *m*, mice.

Fig. 2. — Contrast de deformare între mice și disten. N ∥, 80 ×; *d*, disten; *m*, mice.

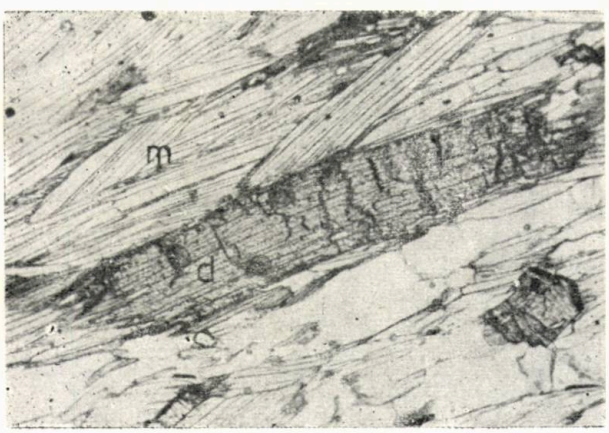


Fig. 3. — Disten fracturat, într-o matrice micacee nedeformată. N ∥, 100 ×; *d*, disten; *m*, mice.

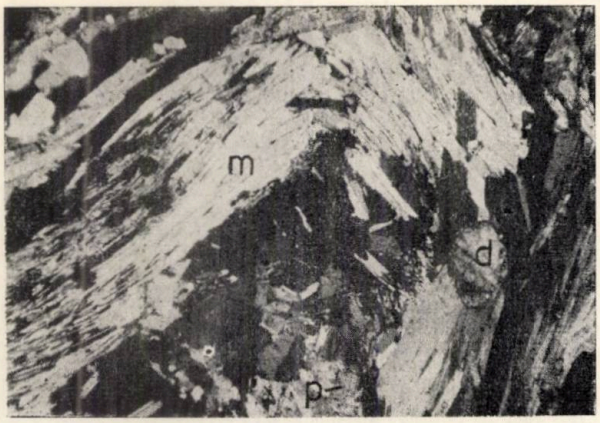


Fig. 4. — Cută alcătuită din tronsoane rectilinii de minerale micacee. N+, 75 ×; *d*, disten; *m*, mice; *p*, plagioclaz.

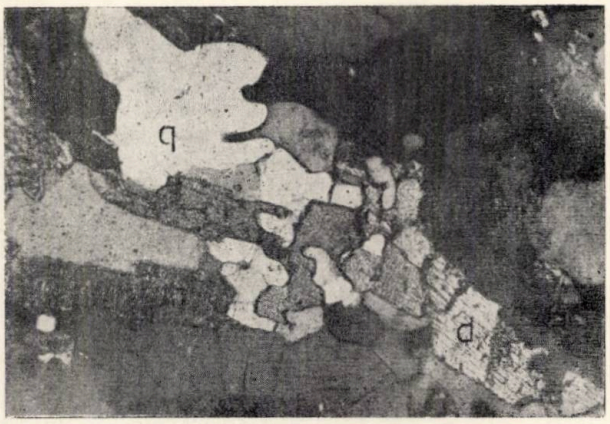


Fig. 5. — Cristal de disten îndoit, într-o matrice cuarț-micacee nedeformată, cuarțul digerînd distenul. N+, 100 ×; *d*, disten; *q*, cuarț; *m*, muscovit.

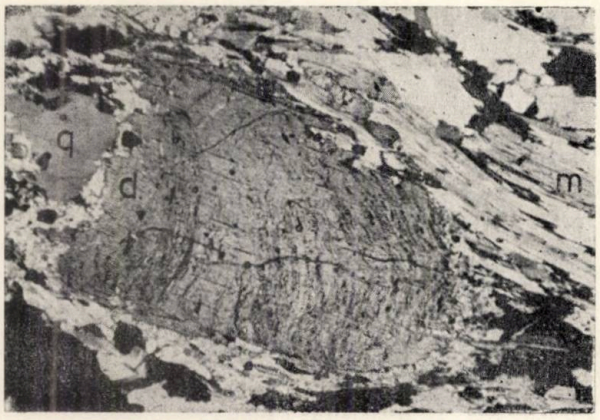


Fig. 6. — Șiruri de incluziuni în disten *(Si)*, dispuse transversal față de foliația rocei *(Se)*. N+, 100 ×; *d*, disten; *m*, muscovit; *q*, cuarț.

sînt localizate indiferent de activitatea CO_2 la aproximativ 300°C (W. J o h a n n e s , 1969). Apare astfel că în condițiile necesare de aport local de CO_2 listvenitizarea este parțial contemporană serpentinizării lizarditice.

Sintetizînd datele expuse, prezentăm tabelul nr. 2 care prezintă evoluția presupusă a rocilor ultrabazice.

CONCLUZII

Din examinarea caracterelor morfologice, structural-texturale și mineralogice ale corpurilor de roci ultrabazice cantonate de formațiuni cristaline, se pot trage următoarele concluzii :

— rocile ultrabazice apar sub formă de corpuri neînrădăcinate, incluse ca lentile, lentile-strat în formațiunile adiacente, în mod obișnuit concordante cu acestea ;

— limitele corpurilor sînt marcate de zone de reacție metamorfică ;

— punerea în loc — „intruziunea" — acestor roci a avut loc prin urgere în stare solidă, ale cărei efecte sînt conservate de texturile rocii („porfiroclaste") ;

— stratificația S_L și foliația S_0 sînt elemente structurale preintrusive, determinate de procese de cristalizare a materialului ultrabazic în zone adînci — partea superioară a mantalei —, în condiții termobarice caracterizate de ocurența peridotitelor cu granat bogat în pirop ;

— recristalizarea componenților primari la nivelul condițiilor faciesului granulitic presupune persistența rocilor în astfel de condiții ;

— evenimentul metamorfic ce definitivează aspectul actual al șisturilor cristaline este corelabil cu cristalizarea sincinematică ce creează șistozitatea S_1 ;

— apare evident faptul că, în mod obișnuit, cristalizarea depășește ca dimensiune temporală deformarea, fiind frecvente cristalizările în condiții statice ;

— transformările postdeformaționale (finale) ale rocilor ultrabazice sînt marcate de listvenitizare și serpentinizare crisotil-lizarditică, în parte suprapuse ;

— evoluția metamorfică a rocilor ultrabazice apare ca un fenomen regresiv, datorită readaptărilor suferite de asociații minerale primare stabile în condiții PT subcrustale.

PRELIMINARY CONSIDERATIONS ON THE MORPHO-STRUCTURAL CHARACTERISTICS AND ON THE GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE ULTRABASIC ROCKS ASSOCIATED WITH THE PRECAMBRIAN CRYSTALLINE SERIES OF THE SOUTHERN CARPATHIANS

SUMMARY

The Precambrian crystalline series including ultrabasic rocks are metamorphosed under PT conditions specific to the staurolite, kyanite, sillimanite zones (the Sebeș-Lotru and Ielova series) and to the biotite zone (the Miniș series).

The ultrabasic bodies, constituted of dunites, harzburgites, wehrlites, amphibole peridotites, garnet peridotites, chlorite peridotites, pyroxenites are generally in keeping with the host rocks and present marginal reaction zones.

The major structural elements (S planes), correlated with the primary parageneses textures and the transformations undergone by them, led to the establishing of several evolution stages characterized by syn-or postkinematic crystallizations.

The "intrusion" in solid state of the rocks characterized by S_L and S_0 primary structural planes is followed by a recrystallization under the conditions of the granulitic facies, which determines the appearance of a polygonal aggregate of non-deformed grains.

The mineralogic limit between the two stages is marked by the decomposition of pyrope-rich garnet in amphibole-spinel symplektites.

The following stage characterized by the S_1 schistosity is correlated with the metamorphic event which finalizes the mineralogical and structural aspect of the host crystalline schists. The crystallization conditions correspond to the amphibolitic facies, the transition being rendered by the replacement of amphibole-spinel symplektites by chlorite and of clinopyroxene by amphibole, the latter, like the chlorite nodules, being in accordance with S_1.

The re-orientation of the nodules according to the S_2 cleavage occurs simultaneously with the marking of the l_2 lineation by the elongation of the starry aggregates of anthophillites flattened in the S_2 plane.

The crystallization exceeds the deformation phases and thus there occur textures typical of the crystallization under static conditions.

The antigorite appearance is connected with the static crystallization combined with a local activity of CO_2 which determines the listwanitization of rocks, contemporaneous in the final part of the evolution with the chrysotile-lizardite serpentinization.

BIBLIOGRAFIE

GHEORGHIU C. (1954), *Geologia Munților Almajului*, D.S. Com. geol., **XXXVIII**, 24.

HÂRTOPANU I. (1978), *Seria de Sebeș-Lotru — metamorfism polifazic sau polimetamorfism?* St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie, **23**, *2*.

JOHANNES W. (1969), *An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2$, H_2O-CO_2*, Amer. J. Sci., **267**, 1083—1104.

MĂRUNȚIU M. (1976), *Asupra prezenței distenului în metamorfitele seriei de Ielova (Banatul de sud)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII**, 245—252.

MÖCKEL J.R. (1968), *Structural petrology of the garnet-periodite of Alpe Arami (Ticino, Switzerland)*, Leidse Geol. Medd., **42**, 61—130.

MUREȘAN M., ZLATAROVA-TOP LOZANA, PITULEA G. (1974), *Caracterele petrochimice și evoluția rocilor bazice și ultrabazice din cristalinul de Ielova (zona Camenița—Urda Mare)*, D.S. Inst. geol. geof., **LX**, *1*, 53—85.

O'HARA M.J. (1967), *Mineral facies in ultrabasic rocks*, în : P. J. WYLLIE (ed.), *Ultramafic and related rocks*, p. 7—18, New York, J. Wiley.

O'HARA M.J., RICHARDSON S.W., WILSON G. (1971), *Garnet peridodite and occurrence in crust and mantle*, Contr. Mineral. and Petrol, **32**, 48—68.

NEACȘU G., BÂRĂ N. (1962), *Produsele de transformare ale unor roci ultrabazice de la Pîrvova—Lăpușnicel—Sumița (Banat)*, D.S. Com. geol., **XLVI**, 293—328.

PAVELESCU L. (1956), *Serpentinitele din Munții Sebeș*, Anal. rom.-sov., Secția șt. geol., **I—II**, 40—51.

PAVELESCU L,. KISSLING Al., MERCUS D. (1967), *Chimism variation and time evolution of the Southern Carpathian ophiolitic erutpions*, Carp. Balk. Congr. Ass. VIII Congress, **II**, Belgrad.

SAVU H., VASILIU CECILIA, POPESCU FLORICA (1976), *Amfibolii actinolitici din zăcămîntul de talc de la Pîrvova (Munții Semenic)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXII**, 73—86.

SCHARBERT H.G. (1973), *Pyrope-rich garnets-from Moldanubian garnet piroxenites, Bohemian Massif of Lower Austria*, N. Jb. Miner. Mh., **2**, 89—93.

TRIFULESCU M., MUREȘAN M. (1962), *Azbestul crisotilic din Banat și vestul Olteniei*, D.S. Inst. geol., **XLVII**, 45—59.

— (1963), *Zăcămintele de azbest din Banat*, Rev. minelor, **XIV**, *2*, 83—86.

TROMMSDORFF V., EVANS B.W. (1974), *Alpine metamorphism in peridotitic rocks*, SMPM, **54**, *2—3*, 291—323.

Primit în redacție la
14 iulie 1977

Institutul de geologie și geofizică

DATE MINERALOGICE PRIVIND PARAGENEZA CU PIEMONTIT DE LA DEALUL NEGRU (MUNȚII LOTRULUI)

DE

MIHAI BĂLAN, MARGARETA DAVID

Cercetările anterioare au arătat că micașisturile cu lepidolit din zona Dealul Negru conțin : cuarț, lepidolit, feldspați, biotit, ilmenit, rutil, granați, apatit, epidot, clorit și piemontit (S. Dițã, 1962[1], 1964[2]; Margareta Kissling, Aneta Sandu, 1963[3]). După H. Savu (1961[4], 1962[5], 1963[6], 1964[7]), gnaisele, micașisturile și amfibolitele seriei de Lotru au luat naștere în timpul arhaicului prin metamorfismul unor formațiuni de geosinclinal în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin.

Ulterior am găsit în micașisturile de la Dealul Negru (45°27,5'N ; 24°4,5' E) concentrații interesante de oxizi manganiferi primari și piemontit (M. Bălan, 1976[8]). Minereul de mangan formează cuiburi lenticulare de maxim 0,3 × 0,15 m în secțiune transversală.

Conținutul de feldspat al rocii variază în limite largi (sub 20% sau peste această valoare), astfel că roca poate fi considerată micașist cu nivele gnaisice. Piemontitul din această rocă este asociat următoarelor minerale : muscovit manganifer, manganofilit, muscovit (sericit) leuchtenbergit, spessartin-calderit, braunit ferifer, bixbyit, hematit, rutil, mineral X, cuarț, ortoză, microclin, albit, apatit manganifer, zircon. Trebuie să menționăm, cu regret, că unele minerale cunoscute cercetătorilor anteriori au fost greșit identificate. Așa este cazul micei de culoare roză, care nu este lepidolit, ci un muscovit manganifer cu conținut foarte redus de litiu (tabelul nr. 1). În cele ce urmează se prezintă date asupra cîtorva dintre aceste minerale.

Muscovit manganifer. Lamele de maxim 1 cm în diametru, uneori cu contur hexagonal. Roz, transparent. Abundent în rocă. Conține 0,88% MnO (tabelul nr. 1). Ng 1,620; Nm 1,617; Np 1,576. Pleocroism : Ng roz, Nm roz, Np galben. Absorbția : Ng ≈ Nm > Np. — 2V calc. = = 29°41'. — 2V obs. = 28 — 33°. Si/Al < 3, deci nu este alurgit (W. A. Deer și colab., 1963), ci muscovit manganifer. Deoarece pleocroismul este normal (absorbție maximă ∥ (001) și absorbție minimă ⊥ (001)), mineralul are un conținut redus de Fe^{3+}_{IV} (S. M. Richardson, 1975).

Manganofilit. Lamele de maxim 1 cm în diametru. Brun, transparent. Conține 4,01% MnO (tabelul nr.1). Ng 1,630; Nm 1,623; Np 1,571. Pleocroism : Ng brun închis, Nm brun deschis, Np galben. Absorbția : Ng ⩾ Nm ⩾ Np. — 2V calc. = 39°17'. — 2V obs. = 39—41°. Este substituit de piemontit, muscovit manganifer, clorite, hidroxizi de fier și mangan.

Muscovit (sericit). Incolor, solzos. Ng 1,610 ; Nm 1,606; Np 1,569. — 2V calc. = 35°45'. — 2V obs. = 35 — 42°.

Leuchtenbergit. Lamele milimetrice de culoare verde asociate cu muscovit și granat. Leuchtenbergit ASTM : 14,1 Å — 7; 7,09—9;

[1-8] Rapoarte, arh. I.G.G., I.G.P.S.M.S.

4,72—8; 3,54—10. Leuchtenbergit Dealul Negru: 13,81—13,99/5—3; 7,03—7,08/10—9; 4,70—4,73/8—7; 3,53—3,55/10. Se formează pe seama micelor manganifere. Ng 1,608; Nm 1,604; Np 1,604. Pleocroism: Ng galben, Nm verde, Np verde. Absorbţia: Ng < Nm ≈ ≈ Np. + 2V = 10 — 13°.

Spessartin-calderit. Agregate granulare şi porfiroblaste în eşantioane cu aspect de skarn. Asociat cu braunit şi cuarţ. Galben, oranj, verzui, gri şi roşcat. Granulele izolate sînt idiomorfe. Granulaţie medie (granule

Tabelul nr. 1

Analize de minerale manganifere asociate piemontitului de la Dealul Negru

Oxizi	Braunit ferifer cu circa 5% filosilicaţi manganiferi	Agregat de spessartin-calderit şi cuarţ		Muscovit manganifer	Manganofilit
	3—69—1	3—70—1		3—67—3	3—67—4
	a	a	b	a	a
SiO_2	12,99	46,31		46,06	39,71
TiO_2	0,27	0,24		1,38	1,45
Al_2O_3	2,23	14,49	11,45	27,72	16,46
Fe_2O_3	12,57	4,19	6,20	5,23*	4,56*
FeO	—	—	0,49		
MnO_2	37,33	—	—	—	—
MnO	30,44	32,61	26,80	0,88	4,01
MgO	1,55	0,95	0,66	2,03	18,59
CaO	0,83	0,59	0,57	0,90	0,62
Na_2O	0,059	absent		0,66	0,29
K_2O	0,49	absent		9,84	9,68
Li_2O	n.d.			0,034	0,047
P_2O_5	—	0,21			
$H_2O(+)$	0,85	0,32		3,47	2,03
P.C.				4,91**	4,11**
Total	99,609	99,91		99,644***	99,527***

a, Analist: David Margareta.
b, Analist: Stoica C.
* Fier total
** Inclusiv $H_2O(+)$.
*** Fluorul nu a fost determinat. Analiza chimică a unui material asemănător a fost publicată de H. Savu şi Elena Colios în 1977.

de culoare galben-oranj) şi mare (granule de culoare gri-verzuie). Granatul oranj (zaharoid) este strîns asociat cu cuarţul. Analizele (tabelul nr.1) indică următoarea compoziţie:

$sp_{79.6-68.7}$ $alm_{0-1.7}$ $pyr_{4.0-4.8}$ $and_{1.3-2.5}$ gro_0 $cald_{14.3-23.2}$

Mineralul se distinge dintre ceilalţi granaţi cunoscuţi la noi prin conţinutul de calderit ($3MnO.Fe_2O_3.3SiO_2$). Granaţi cu moleculă calderitică apar şi în Africa de sud-vest (W. A. Deer şi colab., 1962). N =1,813. D = 4,10 g/cm³. a = 11,623Å. Izotrop. Substituie apatitul. În interstiţii apare sericit, clorit, dannemorit azbestiform şi cuarţ.

Braunit. Apare în cuiburi şi lentile decimetrice concordante la stratificaţie sau dispersat în masa micaşisturilor manganifere. Asociat (în sens larg) cu: cuarţ, bixbyit, hematit, piemontit, rutil. Mineral negru,

strălucitor, zaharoid, nemagnetic. Granulele izolate, cu contururi cristalografice (Ø 0,2—0,3 mm) conţin agregate poligonale de braunit în care granulaţia este de 0,08 mm. Se pare că aceste agregate s-au format prin recristalizarea braunitului omogen iniţial. Uneori porfiroblaste. În lumină reflectată mineralul este gri (gri clar în ulei). Slab anizotrop. Reflectivitate mai mică decît la bixbyit. Concreşteri cu bixbyitul sau hematitul. Au fost observate lamele de braunit în bixbyit şi coroane de braunit + hematit în jurul granulelor de bixbyit. A fost posibilă următoarea reacţie :

$$\underset{(Mn,Fe)_2O_3}{\text{Bixbyit}} + SiO_2 \rightarrow \underset{3Mn_2O_3}{\text{Braunit}} + \underset{MnSiO_3}{} \quad \underset{Fe_2O_3}{\text{Hematit}}$$

Granulele de braunit sînt cimentate cu hematit. Este substituit de piemontit şi include apatit, rutil şi zircon. Mediul a fost bogat în MnO_2, Fe_2O_3, SiO_2. Analiza chimică şi datele Rx (tabelele nr. 1 şi 2) corespund unui *braunit ferifer*.

Bixbyit. Granular. Asociat cu braunitul care îl atacă. În lumină reflectată este gălbui (galben clar în ulei), foarte slab anizotrop sau izotrop. R(bixbyit) > R (braunit). Conţine mai multe seturi de lamele foarte fine

Tabelul nr. 2

Date roentgenografice pentru patru minerale de la Dealul Negru. Cu/Ni, 1/2°θ/min., 600mm/h

Concentrat de braunit ferifer cu ceva bixbyit		Concentrat de bixbyit cu ceva braunit ferifer		Hematit		Rutil	
Nr. 3—67—6		3—67—8		3—67—5		3—67—9	
5—40°θ		5—40°θ		3—40°θ		3—42°	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
3,84	8	3,85	19	8,22	11	10,12	4
3,48	8			7,14	13	7,12	4
2,71	100	2,72	100	4,63	20	4,74	5
2,66	5			4,29	22	3,57	7
2,53	13	2,52	19	3,86	12	3,26	100
2,41	9			3,69	42	2,99	3
2,35	10	2,36	24	3,40	12	2,85	3
2,29	8			3,09	15	2,71	4
2,22	8			2,70	100	2,60	4
2,15	14	2,15	24	2,60	12	2,50	22
		2,01	18	2,52	69	2,38	4
1,96	7			2,21	39	2,30	6
		1,84	25	1,90	13	2,19	10
1,74	9			1,87	13	2,06	9
1,69	8			1,84	60	1,85	4
1,66	25	1,66	47	1,76	17	1,82	3
1,58	4	1,58	13	1,69	56	1,73	3
		1,56	18	1,66	28	1,69	40
1,54	5	1,52	13	1,63	14	1,63	35
1,47	7	1,49	19	1,60	22	1,56	2
		1,45	17	1,54	11	1,54	3
1,42	12	1,42	26	1,49	29	1,48	6
		1,39	19	1,45	34	1,45	7
1,36	11	1,36	23	1,41	14	1,36	9
		1,32	22	1,39	13	1,35	5
		1,30	31	1,31	19	1,31	1
		1,25	37	1,26	14	1,24	3
						1,17	4

de braunit. Este inclus în manganofilit și în granat. Relict în braunit. Datele Rx corespund bixbyitului (tabelul nr. 2).

Hematit. Opac, nemagnetic, gri ca fonta, Ø mare. Lamele cu striuri pe fețe. Datele Rx indică hematit (tabelul nr. 2). Culoarea pulberii este ciocolatie și nu roșcată, așa că mineralul poate conține mangan ± titan. Relațiile dintre braunit ferifer (granule) și hematit (liant) sînt similare celor întîlnite la agregatul de spessartin + cuarț în care cuarțul umple intervalele dintre cristalele de granat. În primul caz componentul comun celor două minerale este Fe_2O_3, iar în al doilea — SiO_2. Fiind rezultatul aceleiași reacții, cele două minerale ale cuplului au aceeași vîrstă. În lumină reflectată mineralul este alb, anizotrop, prezintă reflexe interne roșcate, iar reflectivitatea este mai mare decît la braunit. Au fost observate două seturi de lamele de maclă (fine, dese, lungi) care fac între ele unghiuri ascuțite sau drepte.

Rutil. Cristale prismatice, de culoare brună, galbenă sau oranj. Datele Rx indică rutil (tabelul nr. 2). Pe fețele cristalografice se văd striuri lungi, paralele, extrem de fine, corespunzătoare maclelor polisintetice. Nepleocroic. Extincție dreaptă. Refringență și birefringență cu valori ridicate. Spărturi. Vag o direcție de clivaj.

Mineral X. Extrem de rar. Mici plăcuțe negre, submilimetrice, strălucitoare, cu striuri echidistante pe fețele mai mari. Striurile pot corespunde unor macle polisintetice în rețea. Asociat cu manganofilitul și muscovitul manganifer. Mineralul poate aparține grupei oxizilor manganiferi.

Piemontit. În România, piemontitul ($-2V = 79°$) a fost identificat pentru prima oară în Munții Semenic (Delinești) și în Munții Sebeș de către H. Savu și colab. (1958)[9] și H. Savu (1962) în asociație cu ferimuscovit ($-2V = 35-40°$), bioxit, granat, magnetit, ilmenit, rutil, apatit, feldspat, cuarț. La Delnița, piemontitul apare în roci porfirogene (T. Țîmpău, 1975). Recent (L. Pavelescu, Maria Pavelescu, 1977[10]), au fost prezentate variate parageneze cu piemontit ($-2V = 64-93°$) din munții Sebeș, Poiana Ruscă, Semenic și Almăj. Apariții sporadice ale acestui mineral au fost menționate, de asemenea, de către Margareta Kissling și Aneta Sandu (1963[11]) în micașisturile din Munții Lotrului. Ivirile de piemontit cunoscute pe glob sînt indicate în figura 1.

Mineralul apare sub formă de mici cristale prismatice sau ca porfiroblaste de culoare roșie intensă. Este dispus conform șistozității de stratificație, în rocă sau în intercalațiile lenticulare decimetrice cu cuarț și oxizi manganiferi. Nealterat. Piemontitul din rocă și din cuiburile cu braunit are dimensiuni milimetrice, dar au fost găsite lentile cuarțifere în care lungimea cristalelor de piemontit era de circa 2 cm. Piemontitul substituie oxizii manganiferi primari (coroană de reacție), manganofilitul (pe clivaje) și apatitul (coroană de reacție).

Piemontitul cu granulație mare, asociat cuarțului, conține 6,47% Mn_2O_3(tabelul nr. 3). Diferența dintre N obs. și N calc. (regula Gladstone-Dale) este de 0,013. Difractograma (tabelul nr. 4) corespunde piemontitului. Înregistrările Rx au fost obținute în prezența cuarțului, astfel că valo-

[9] Raport, arh. I.G.G.
[10] Comunicare susținută la Congr. XI, Asoc. geol. carp.-balc., Kiev, 1977.
[11] Raport, arh. I.G.G.

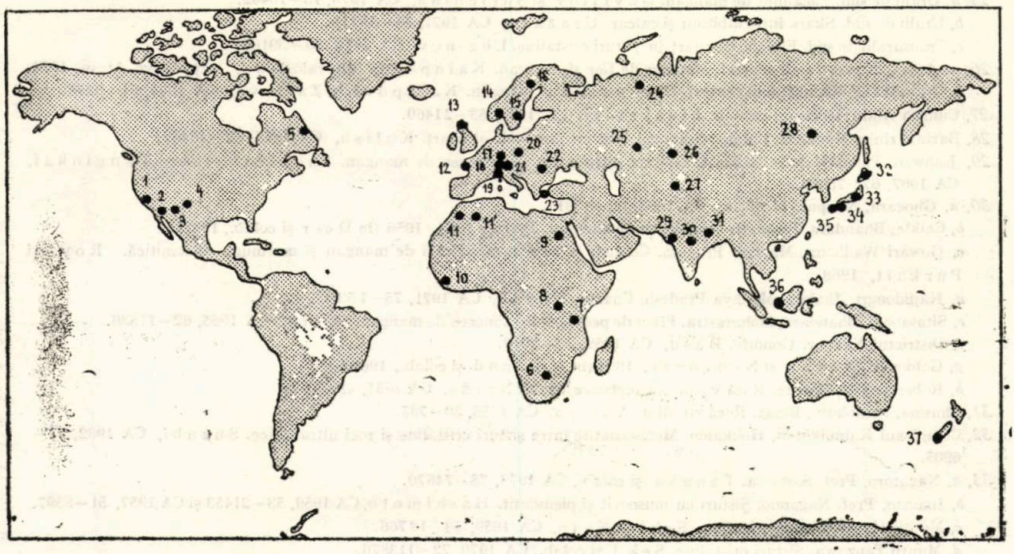


Fig. 1. — Iviri de piemontit (CA = Chemical Abstracts).

1, a, Madera County, California. Zonă de deformare laminară. Short, 1933 (în Deer şi colab., 1962).
b, California Coast Ranges. Şisturi albastre. Ernst şi colab., CA 1971, 74—44302.
2, a, San Gorgonio Pass, California. Gnais. Smith şi Albee, Contr. Min. Petrol., 1967, **16**, 189.
b, California de sud. Şisturi cristaline. Stensrud, CA 1973, 79—21578.
3, Munţii Tuscon, Arizona. Felsit. Guild, 1935 (în Deer şi colab., 1962).
4, New Mexico de nord, Şisturi cristaline. Stensrud, CA 1973, 79—21578.
5, Labrador, Newfoundland. Brecie de explozie în roci arhaice. Taylor şi Baer, CA 1973, 79—128114.
6, Kalahari, N. Sishen, Provincia Capului. Zăcămînt de mangan. Villiers, Memoir 59, 1970, Geol. Survey, Republic S. Africa.
7, Tanzania centrală. Rocă cu piemontit şi hornblendă. Meinhold şi Frisch, CA 1971, 75—38964.
8, Ruwenzori, Congo. Asociat cu manganandaluzit. Thonnart, CA 1954, 48—7501.
9, Djebel Dekhan. Vulcanite. Klockmann, Lehrbuch Min., 1967.
10, Marampa, Sierra Leone. Zăcămînt de fier. Marmo şi colab., CA 1960, 54—9616.
11, a, Tachgagalt, Anti-Atlas. Zăcămînt de mangan. Gaudefroy şi colab., CA 1966, 64—9442.
b, Morocco de sud. Ignimbrite. Bouladon şi Jouravsky, CA 1955, 49—13847.
11', Guettara. Zăcămînt de mangan. Byramjee şi Meindre, CA 1957, 51—6450.
12, Insula Groix, Bretagne. Klockmann, Lehrbuch Min., 1967.
13, Glen Coe, Scoţia. Andezit. Hutton, 1938 (în Deer şi colab., 1962).
14, Sauland, Telemark. Zăcămînt de cyprin-thulit. Neumann şi Svinndal, CA 1956, 50—5473.
15, a, Långban. Zăcămînt de mangan. Malmqvist, 1929 (în Deer şi colab., 1962).
b, Jakobsberg, Nordmarken. Zăcămînt de mangan. Klockmann, Lehrbuch Min., 1967.
c, Slöjdartorp, Nybergetfelde. Şisturi cu piemontit şi minereu de mangan. Koark, Geol. förening, förhand., 1970, **92** (3/542), 388.
16, Ultevis, Jokkmokk. Filon de cuarţ în minereu de mangan. Ödman, 1950 (în Deer şi colab., 1962).
17, Darmstadt. Corneene cu viridin. Abraham şi Schreyer, CA 1975, 82—142 727.
18, Graubunden. Lentile de minereu de mangan în radiolarite şi şisturi sericitoase. Geiger, CA 1951, 45—1920.
19, St. Marcel, Piemont. Şisturi sericitoase. Klockmann, Lehrbuch Min., 1967.
20, Marcinkow, Munţii Sudeţi. Segregaţii pegmatitice în complex de gnaise şi amfibolite. Wieser, CA 1975, 82—173598.
21, Tirol. Marmură. Meixner, CA 1952, 46—862.
22, a, Delineşti, Munţii Semenic. Şisturi manganifere. Savu, 1962.
b, Munţii Sebeş. Şisturi manganifere. Savu, 1962.
c, Dealul Negru, Munţii Lotrului. Micaşisturi cu „lepidolit". Kissling şi Sandu, 1963 (lucrare nepublicată).
d, Delniţa, Carpaţii Orientali. Roci porfirogene. Ţîmpău, 1975.
e, Serbia de sud. Şist cu piemontit. Schreyer şi colab., Fortschr. Miner., 1976, **54**, Beiheft 1, 85.
23, Treppes, Insula Eubeea. Şisturi cristaline epizonale. Wieser, CA 1975, 82—173598.
24, Uralii polari. Mineralizaţie hidrotermală de wolfram şi molibden. Fishman şi colab., CA 1970, 73—37381.

25, *a*, Uralii de sud. Zăcămînt de mangan. Gavrilov şi Şurighina, CA 1970, 73–79402.
b, Uralii de sud. Skarn între albitofir şi calcar. Urazaev, CA 1971, 75–38917.
c, Transuralii de sud. Filoane de cuarţ în şisturi cristaline. Loginov, CA 1974, 80–39167.
26, *a*, Atasu, Kazahstanul central. Minereu de fier şi mangan. Kaiupova, Mineralogiia ... zapadnovo Atasu, 1974.
b, Uşkatîn III, Kazahstanul central. Minereu de fier şi mangan. Kaiupova şi Zaiţeva, CA 1974, 81–5276.
27, Culmea Alai. Sienite cu nefelin. Liaşkevici, CA 1959, 53–21460.
28, Bazinul rîului Nyukzha, Culmea Stanovoi. Şist cu muscovit şi cuarţ. Kulish, CA 1975, 82–46462.
29, Jothwad, Panch-Mahals, Gujarat. Contact între granit şi minereu de mangan. Sadashivaiah şi Tenginkai, CA 1967, 67–75362.
30, *a*, Ghogara, Nagpur. Malak, CA 1965, 62–15912.
b, Chikla, Bhandara. Pegmatit în minereu de mangan. Bilgrami, 1956 (în Deer şi colab., 1962).
c, Gowari Wadhona, Madhya Pradesh. Contact între roci cu silicaţi de mangan şi marmură dolomitică. Roy şi Purkait, 1968.
d, Kajlidongri, Jhabua, Madhya Pradesh. Cuarţit. Nayak, CA 1971, 75–153705.
e, Sitasaongi, Bhandara, Maharastra. Filon de pegmatit în minereu de mangan. Mitra, CA 1965, 62–11536.
f, Districtul Nagpur. Gondite. Basu, CA 1959, 53–2010.
g, Goldongri. Nayak şi Neuvonen, 1964 (în Asklund şi colab., 1966).
h, Robertsonpet, Mysore. Rocă vulcanică metamorfozată. Naidu, CA 1955, 49–6041.
31, Shusina, Manbhum, Bihar. Rocă cu albit. Aditya, CA 1956, 50–737.
32, Complexul Kamuikotan, Hokkaido. Metasomatite între şisturi cristaline şi roci ultrabazice. Suzuki, CA 1962, 57–6905.
33, *a*, Nagatoro, Pref. Saitama. Tanaka şi colab., CA 1973, 78–74670.
b, Inasato, Pref. Naganno. Şisturi cu muscovit şi piemontit. Hashimoto, CA 1959, 53–21453 şi CA 1957, 51–8597.
c, Munţii Kanto. Şisturi cristaline. Seki şi Kato, CA 1959, 53–18766.
d, Munţii Tanzawa. Şisturi cristaline. Seki şi colab., CA 1970, 72–113876.
34, Insula Shikoku. Şisturi albastre. Klockmann, Lehrbuch Min., 1967; Ernst şi colab., CA 1971, 74–44302.
35, Tone, Pref. Nagasaki. Filon de cuarţ în şisturi cristaline. Hirowatari, CA 1957, 51–146.
36, Kalimantanul de vest. Zăcămînt de mangan. Kusnaeny, CA 1970, 72–57684.
37, *a*, Lacul Wakatipu, Otago de vest. Şist cu muscovit şi cuarţ. Hutton, 1940 (în Deer şi colab., 1962).
b, Haast River, Otago. Metachert. Cooper, 1971.
c, Black Peak, Otago. Şist cu muscovit, piemontit şi cuarţ. Hutton, CA 1947, 41–1184.

Tabelul nr. 3

Analiza piemontitului de la Dealul Negru (proba nr. 3–21)

Oxizi	% greutate	Ioni/baza 13(O,OH)			Constante fizice	
					Ng	1,807
SiO_2	37,33	Si	2,993	3,00	Nm	1,772
TiO_2	0,079	Al	0,007		Np	1,743
Al_2O_3	19,15	Al	1,803		Ng-Np	0,064
Fe_2O_3	10,99	Ti	0,004		Ng : a	32°
FeO	—	Fe^{3+}	0,663		Np : c	8°
Mn_2O_3	6,47	Mn^{3+}	0,394	2,90	+ 2V obs.	86°
MnO	—	Mg	0,034		+ 2V calc.	86°10′
MgO	0,29	Fe^{2+}	—		D obs.	3,465 g/cm³
CaO	22,69	Ca	1,949		D calc.	3,454 ”
Na_2O	0,079	Na	0,011	1,96	N=DK+1	1,787
K_2O	0,038	K	0,004		$N=\frac{Ng+Nm+Np\ 3}{3}$	=1,774
P_2O_5	—	OH	1,427	1,43		
$H_2O(+)$	2,67				a	8,85 Å
Total	99,786*				b	5,66 Å
					c	10,20 Å
					β	115°17′

* Analist : David Margareta.

Tabelul nr. 4

Date roentgenografice pentru piemontitul de la Dealul Negru (Eş. 3–21; Cu/Ni, 1/2°θ/min., 600 mm/h; Standard intern: cuarţul)

d, Å	I	hkl	Q calculat	Q observat
7,99	1	100	0,0156	0,0156
5,01	3	$\bar{1}02$	0,0395	0,0398
4,61	2	002	0,0470	0,0469
4,00	5	200	0,0624	0,0625
3,77	2	111	0,0700	0,0702
3,48	4	$\bar{2}11$	0,0822	0,0823
3,39	4	$\bar{1}03$	0,0867	0,0867
3,20	2	201	0,0972	0,0974
3,05	2	003	0,1058	0,1073
2,90	10	$\bar{3}02$	0,1181	0,1188
2,83	5	020	0,1248	0,1251
2,67	8	120	0,1404	0,1399
2,60	5	$\bar{3}11$	0,1487	0,1484
2,52	3	$\bar{1}04$	0,1574	0,1571
2,46	2	$\bar{1}22$	0,1643	0,1652
2,40	5	$\bar{3}13$	0,1734	0,1736
2,30	3	$\bar{3}04$	0,1897*	0,1891
2,16	3	$\bar{4}01$	0,2153	0,2147
2,11	4	$\bar{2}23$	0,2236	0,2238
2,07	2	023	0,2306	0,2325
2,04	2	203	0,2376	0,2404
2,00	2	400	0,2498	0,2498
1,93	1	213	0,2688	0,2698
1,87	4	$\bar{4}14$	0,2839	0,2845
1,83	1			0,2977
1,77	1			0,3205
1,74	1			0,3299
1,70	1			0,3473
1,63	5	420	0,3746	0,3746
1,58	2	$\bar{3}32$	0,3990	0,3993
1,54	2	$\bar{3}33$	0,4231	0,4234
1,46	3	224	0,4677	0,4707
1,41	2	040	0,4994	0,5000
1,39	2	422	0,5141	0,5143
1,30	1			0,5953
1,27	2			0,6210

* Pentru hkl = 004, Q calculat = 0,1880.

rile medii d_{hkl} date în tabel sînt apropiate de valorile reale. Cu valorile d(Å) măsurate şi indicii hkl (002, 200, 111, 020; 004, 400, 040, 422) din A.M. A s k l u n d şi colab. (1966) au fost calculaţi parametrii celulei elementare a piemontitului de la Dealul Negru (tabelul nr. 3). Parametrii obţinuţi au servit la calcularea valorii

$$Q = \frac{h^2}{a^2 \sin^2\beta} + \frac{k^2}{b^2} + \frac{1^2}{c^2 \sin^2\beta} - \frac{2hl\cos\beta}{ac\,\sin^2\beta}$$

care a fost apoi comparată cu valoarea Q obs. $= \frac{1}{d^2_{hkl}}$.

Cu unele excepţii (003, 023, 203, 224) se constată o bună concordanţă a celor două valori Q. Este curios că planul (001), care apare la cristalele de epidot şi piemontit ca faţă cristalografică, nu este menţionat în general în diagramele Rx date de către diverşi autori. Utilizînd radiaţia fierului, A.F. Cooper (1971) a reuşit să obţină acest reflex (d_{001} = 9,226 Å; I = =0,3). În cazul probei 3—21, d_{001}calc. =9,22Å; această valoare este apropiată de valoarea d = 9,18 Å(I = 1, scara 0—10 unităţi) dintr-o înregistrare obţinută cu radiaţia cobaltului.

Constantele optice (tabelul nr 3) corespund piemontitului. Cristalele sînt limitate în parte de feţe cristalografice (001, 100 ş. a.). Clivaj perfect după (001) şi macle de doi indivizi. Alungire după Nm = b. PAO (010). Pleocroism: Ng roşu, Nm violet, Np galben. Absorbţia: Ng >Nm >Np. Valorile birefringenţelor estimate cu ajutorul tabloului de birefringenţe (Ng-Nm = 0,032; Nm-Np = 0,027; Ng-Np = 0,059) sînt ceva mai reduse decît cele calculate cu ajutorul indicilor de refracţie (Ng-Nm = 0,035; Nm-Np = 0,029; Ng-Np = 0,064). Cu siguranţă există şi oarecare variaţie a chimismului cristalelor de piemontit.

Relaţiile dintre mineralele asociate piemontitului de la Dealul Negru conduc la următoarea succesiune de cristalizare:

1) Bixbyit, apatit, rutil, zircon;

2) Braunit, hematit, manganofilit, spessartin-calderit, cuarţ, feldspaţi;

3) *a*, Piemontit, muscovit manganifer, cuarţ;
b), Sericit, clorite, dannemorit azbestiform, cuarţ;

4) Hidroxizi de fier şi mangan.

Prin alterarea superficială recentă a mineralelor feromanganifere au apărut hidroxizii de fier şi mangan, iar asociaţiile 1—3 s-au format prin metamorfism regional: asociaţiile 1—2, în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin şi asociaţia 3, în condiţiile faciesului şisturilor verzi. Asociaţia 3 *b* s-a format după asociaţia 3 *a*. Piemontitul din Dealul Negru este strîns asociat cu muscovit şi cuarţ, aşa cum apare în Noua Zeelandă şi Italia.

Ca şi la Gowari Wadhona (India), unde există un orizont de oxizi şi silicaţi manganiferi de vîrstă precambriană (S. Roy, P. K. Purkait, 1968), absenţa rodocrozitului şi tefroitului, precum şi prezenţa bixbyitului şi braunitului arată că sedimentele pe seama cărora s-au format micaşisturile manganifere de la Dealul Negru erau lipsite de carbonaţi, conţineau acumulări de oxizi de mangan cu valenţă superioară şi au fost depuse în condiţii oxidante. În contrast, spessartinitele şi cuarţitele cu spessartin din imediata vecinătate a orizontului micaşisturilor manganifere de la Dealul Negru, ca şi zăcămintele de mangan de la Iacobeni, conţin cantităţi variabile de carbonaţi şi prin urmare s-au format din sedimente depuse în medii reducătoare. Modificarea Eh-ului a fost determinată de variaţia adîncimii mării.

Cîmpul limitat de valorile 0—25% Mn_2O_3 şi 14900—15 700 kcal/mol în diagrama U—Mn_2O_3 (fig. 2) este populat relativ omogen cu puncte de proiecţie. Piemontitul de la Dealul Negru se remarcă prin valoarea minimă a energiei reţelei cristaline (U = 14 956 kcal/mol). După valorile U şi Mn_2O_3, acesta este foarte apropiat de piemontitul de la Ultevis (W.A.

D e e r şi colab, 1962). După cum se vede, parageneza cu piemontit de la Dealul Negru prezintă asemănări atît cu ivirile din zone de geosinclinal, cît şi cu cele din zone de platformă. Explicaţia faptului trebuie căutată în istoria complexă şi de lungă durată a rocilor manganifere din Munţii

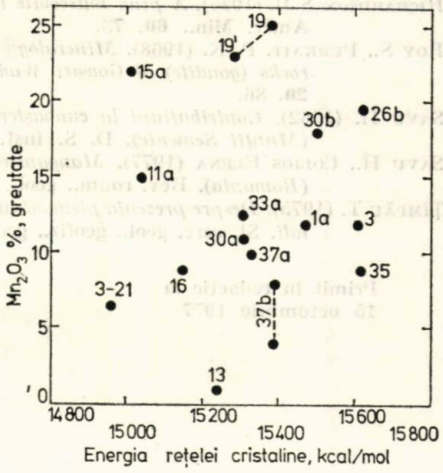


Fig. 2. — Diagrama U (Energia reţelei cristaline) — Mn_2O_3

a, Pentru calcularea valorii U au fost folosite următoarele egalităţi:
$EK_{Si} = 7{,}3$ (S a u k o v, Gheochimiia, 1966)

$$EK_{Mn^{3+}} = \frac{EK_{Mn^{2+}} \quad EK_{Mn^{4+}}}{2}$$

$U(\text{Fersman}) = 256{,}1\ (a.EK_1 + b.EK_2 + c.EK_3 + \ldots)$

b, Unele date privind analizele de piemontit se dau la explicaţiile fig. 1.

c, Pentru probele 19, 33 *a*, 37 *b*, conţinutul de Mn_2O_3 a fost calculat din formula chimică.

d, Punctele de proiecţie 19—19' corespund la două analize chimice (D o l l a s e, Amer. Min., 1969, **54**, 710).

e, Punctele de proiecţie 37 *b* corespund unor conţinuturi de Mn_2O_3 calculate pe baza numărului total sau parţial al ionilor de mangan indicat de formulă.

Lotrului, în variaţia independentă a unor parametri, cum sînt compoziţia iniţială a sedimentelor supuse metamorfismului, temperatura şi presiunea de formare şi mersul reacţiilor metamorfice.

MINERALOGICAL DATA ON THE PARAGENESIS WITH PIEMONTITE AT DEALUL NEGRU (LOTRU MTS)

SUMMARY

There is an interesting paragenesis of manganese minerals, little known before, at the point named Dealul Negru ("Black Hill", Lotru Mts). Spessartine-quartizites, spessartinites, mica schists and gneisses are intercalated in the crystalline schists of the Precambrian Lotru Series. The mineral composition of manganiferous mica schists is : quartz, manganoan muscovite, manganophyllite, sericite, chlorite, orthoclase, microcline, albite, spessartine-calderite, ferrian braunite, bixbyite, hematite, rutile, apatite, zircon. For some of these minerals a short description is given). The piemontite-muscovite-quartz-paragenesis is younger than braunite and bixbyite. It was possibly formed under PT conditions of the greenschists facies. The lack of rhodochrosite and tephroite in mica schists suggests that the original sediments have been deposited in a highly-oxidizing medium.

BIBLIOGRAFIE

ASKLUND A.M., GAUDEFROY C., LAURENT Y., PERMINGEAT F. (1966), *Sur les paramètres cristallographiques de la piémontite*, Bull. Soc. Fr. Min. Crist., **LXXXIX 1** 246.

COOPER A.F. (1971). *Piemontite schists from Haast River, New Zealand*, Min. Mag., **38**, 64.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962, 1963), *Rock-forming minerals*, **1** și **3**, Longmans.

RICHARDSON S.M. (1975), *A pink muscovite with reverse pleochroism from Archer's Post, Kenya*, Amer. Min,. **60**, 73.

ROY S., PURKAIT, P. K. (1968), *Mineralogy and genesis of the metamorphosed manganese silicate rocks (gondite) of Gowari Wadhona, Madhya Pradesh, India*, Contr. Min. Petr., **20**, 86.

SAVU H. (1962), *Contribuțiuni la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic)*, D. S. Inst. geol., **XLVI** (1958—1959), 147.

SAVU H., COLIOS ELENA (1977), *Manganiferous ferrimuscovites from the Southern Carpathians (Romania)*, Rev. roum.. géol.. géoph. géogr., Géologie, **21**, 55.

ȚÎMPĂU T. (1975), *Despre prezența piemontitului în șisturile cristaline de la Delnița-Carpații Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **20**, 2, 203.

Primit în redacție la
15 octombrie 1977

Institutul de geologie și geofizică

CONSIDERAȚII PETROGRAFICE ȘI PETROCHIMICE ASUPRA BANATITELOR DIN ZONA TEREGOVA-LĂPUȘNICEL (MUNȚII SEMENIC)

DE

KLAUS GUNNESCH, MARINA GUNNESCH, CATRINEL VLAD

INTRODUCERE

Lucrarea de față își propune prezentarea unor observații și date noi referitoare la rocile banatitice care apar în partea estică a Munților Semenic, pe un aliniament nord—sud, cuprins între Armeniș și Lăpușnicel. Într-o lucrare sintetică asupra provinciei banatitice, D. Giușcă și colab. (1966) au considerat acest aliniament ca fiind cel mai estic și cu o dezvoltare mult mai redusă în comparație cu celelalte două aliniamente petrogenetice din Banat.

K. Gunnesch și Marina Gunnesch (1978) au arătat posibilitatea dezvoltării spre sud a aliniamentului banatitic Lăpușnicel—Armeniș, pînă la Dunăre (continuîndu-se chiar și la sud de aceasta, în Iugoslavia), cu eventuale implicații metalogenetice. Un punct de vedere similar a fost exprimat și de Ș. Vlad și colab. (1975)[1].

Spre deosebire de cristalinul Munților Semenic, care a constituit, încă din secolul trecut, obiectul a numeroase studii și cercetări, datele asupra rocilor banatitice sînt sumare. Dintre cercetătorii care s-au ocupat de banatite, rezumîndu-se de obicei la descrieri mineralogice-petrografice, menționăm pe A. Streckeisen (1932), C. Hurduzeu (1962), Paraschivescu și Serghie (1963 [2]) H. Savu (1964[3]), Hann (1973[4]).

În cadrul programului de cercetare sistematică a magmatitelor banatitice și a neoformațiunilor asociate, în regiunea Teregova—Mehadica—Lăpușnicel au fost inițiate lucrări de prospecțiuni de mare detaliu în anul 1974[5] și continuate în cursul anilor 1976[6] și 1977[7] (K. Gunnesch și colab.). Unele dintre datele și faptele de observație rezultate în urma executării acestor lucrări vor fi prezentate în cele ce urmează.

FORMA DE ZĂCĂMÎNT A ROCILOR BANATITICE

Rocile banatitice de pe aliniamentul estic apar sub formă de mici corpuri, apofize și dyke-uri (fig. 1), străbătînd formațiunile cristalofiliene ale domeniului getic (seria de Sebeș—Lotru).

---

[1] Raport, arh. I.G.G., București.
[2] Raport, arh. I.G.P.S.M.S., București.
[3] Raport, arh. I.G.G. București.
[4, 5, 6, 7] Rapoarte, arh. I.G.P.S.M.S., București.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 239—248, BUCUREȘTI, 1978

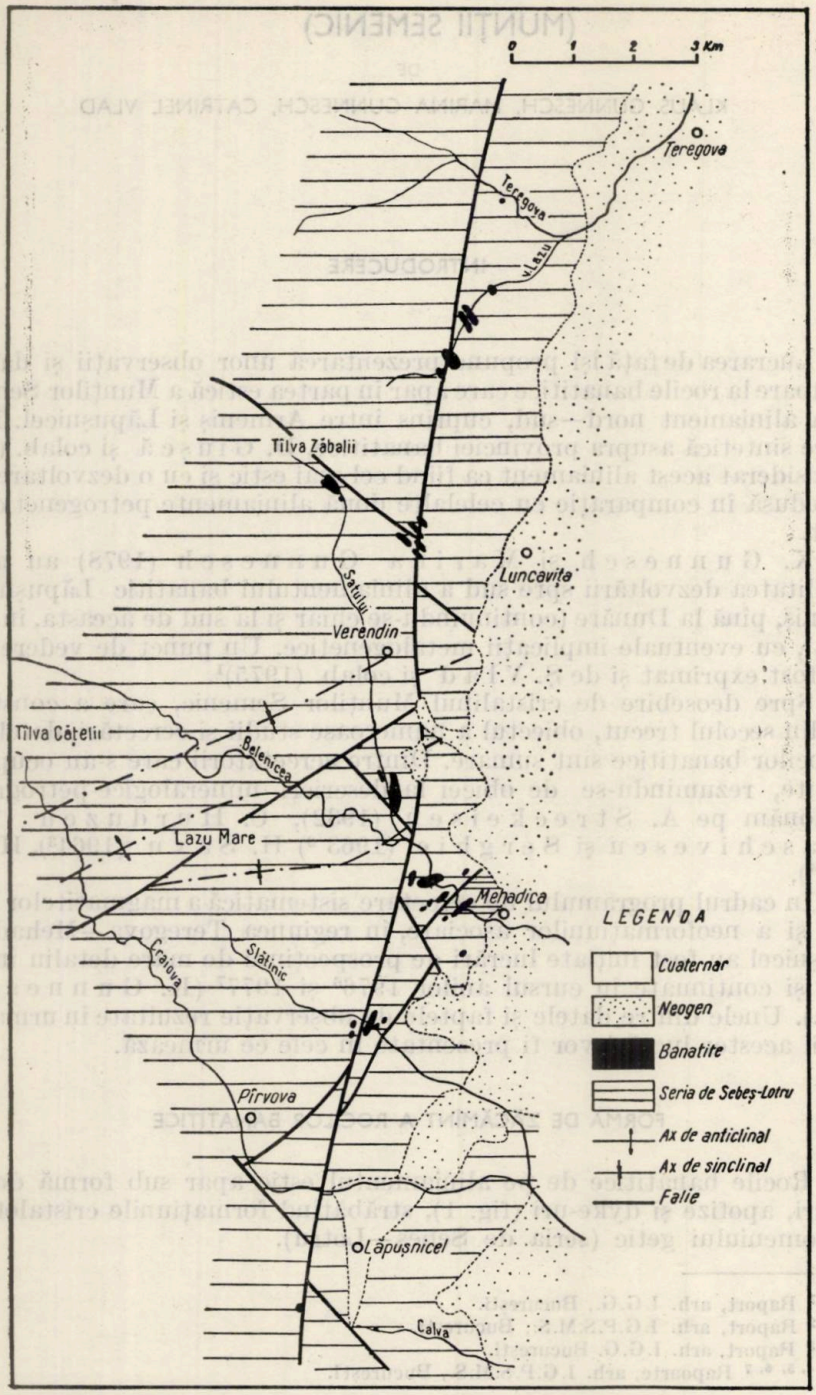


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Teregova—Lăpușnicel.

În regiunea Teregova—Lăpușnicel, distribuția în spațiu a banatitelor este controlată de sisteme de fracturi de vîrstă alpină sau mai vechi, reîntinerite.

Cercetările noastre au pus în evidență un important accident tectonic, o falie de tip *abc*, ce poate fi urmărită, pe direcția nord—sud, de la Armeniș pînă în dreptul localității Lăpușnicel (fig. 1).

Este interesant de constatat că această falie coincide cu o importantă linie de discontinuitate, semnalată de studiile geofizice, între Caransebeș — Mehadica — Lăpușnicel — Dubova (Cristescu și colab., raport 1975[8]). Ivirile de roci granodioritice din zona Dubova—Valea Mraconiei, atribuite în ultimul timp magmatismului alpin (N. Anastasiu, 1976; K. Gunnesch, Marina Gunnesch, 1978), se suprapun de asemenea peste această linie structurală profundă. Forma de zăcămînt cea mai frecventă a laramidelor din regiunea Teregova—Lăpușnicel este cea de apofiză. Numai foarte rar se semnalează corpuri de dimensiuni reduse și dyke-uri.

Consolidarea magmatitelor s-a făcut în condiții hipoabisice, fapt indicat de caracteristicile structurale ale acestor roci. Ca și în alte zone ale provinciei banatitice (Ioana Gheorghiță, 1975; K. Gunnesch și colab., 1975) au fost remarcate predominarea evidentă a structurii porfirice și variația mare a gradului de cristalinitate. Dealtfel, cercetările noastre au indicat prezența unui singur corp intrusiv, localizat pe Valea Satului (Verendin). Chiar și în cadrul acestui corp s-au constatat variații structurale: de la structură holocristalină echigranulară la structuri holocristaline inechigranulare.

În cazul magmatitelor cu structură porfirică, variază atît raportul dintre fenocristale și masa fundamentală, cît și granulația acesteia din urmă (structuri mediu grăunțoase, microcristaline, criptocristaline). Foarte rar au fost semnalate roci ale căror caractere structurale ar îndreptăți încadrarea lor la vulcanite.

PETROGRAFIA BANATITELOR

În compoziția rocilor banatitice din regiune intră următoarele minerale principale: feldspat plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, hornblendă verde și biotit. Dintre mineralele accesorii cel mai adesea apar apatitul și magnetitul, iar subordonat zirconul și titanitul.

Datele de teren și studiul microscopic au indicat o mare uniformitate petrografică, putîndu-se vorbi, practic, de existența unui singur tip de rocă: diorit cuarțifer.

Compoziția minerală modală a fost stabilită cu ajutorul măsuței de integrare electrică, folosindu-se un pas constant de 0,05 mm. Pentru asigurarea preciziei măsurătorilor, au fost alese pentru determinare rocile cu structuri holocristaline și cele porfirice a căror mezostază se caracterizează printr-un grad mai mare de cristalinitate.

[8] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

Proiecţia datelor în diagrama QAP (fig. 2) arată apartenenţa banatitelor din regiune la tipul diorit cuarţifer. În tabelul nr. 1 este redată compoziţia modală a 10 probe petrografice.

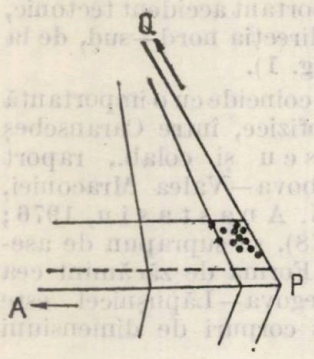


Fig. 2. — Diagrama QAP.

Din examinarea tabelului nr. 1 reiese valoarea scăzută a indicelui de culoare (M = 15—26), multe din rocile analizate încadrîndu-se la varietatea de leucodiorite cuarţifere (M < 20).

Caracterele mineralogice ale rocilor banatitice din zona Teregova—Lăpuşnicel sînt foarte asemănătoare cu cele de pe aliniamentele I şi II (Ioana Gheorghiţă, 1975; K. Gunnesch şi colab., 1975).

Diorite cuarţifere, cu caractere tipice de rocă plutonică, au fost întîlnite numai pe Valea Satului (Verendin), la confluenţa cu Valea Hotarului. La rocile porfirice, raportul fenocristale/mezostază variază în limite largi (20—65%). Pentru varietăţile la care masa fundamentală are o structură criptocristalină şi depăşeşte 50% din volumul rocii, am adoptat denumirea de *andezit cuarţifer*, rocă ce reprezintă în clasificarea lui A. Streckeisen (1967) corespondentul vulcanic al dioritului cuarţifer. Aceste iviri de „varietăţi vulcanice" sînt însă sporadice.

Tabelul nr. 1

Compoziţia modală a banatitelor

Nr. probei.	Feldspat plagioclaz (35—45 % An) %	Feldspat potasic (ortoză) %	Cuarţ %	Σ Minerale felsice %	Hornblendă %	Biotit %	Accesorii %	Indicele de culoare M
1	66	3	16	85	8	6	1	15
2	58	2	14	74	17	8	1	26
3	67	1	17	85	11	3	1	15
4	60	1	20	81	11	6	2	19
5	58	4	17	79	12	7	2	21
6	59	5	17	81	8	10	1	19
7	67	4	14	85	6	8	1	15
8	62	3	15	80	13	6	1	20
9	65	3	17	85	10	4	1	15
10	63	4	18	85	8	5	2	15

În dioritele cuarţifere porfirice am întîlnit uneori (valea Mehadica, valea Daia) enclave de microdiorite porfirice. În constituţia lor intră feldspat plagioclaz şi hornblendă (cloritizată), incluse într-o masă fundamentală micro- pînă la criptocristalină. Dimensiunile enclavelor sînt reduse (1—1,5 cm diametru) şi ocurenţele rare. Este oportună efectuarea unui studiu mai amănunţit al acestor enclave, avînd în vedere că în alte zone ale provinciei banatitice prezenţa lor a fost folosită la interpretări de ordin

petrogenetic (P. Zimmermann, Voichița Zimmermann, raport 1962[9]; H. Kräutner, Florentina Kräutner, raport 1972[10]; G. Cioflică, Ș. Vlad, 1973; A. Ștefan, raport 1977[11]; K. Gunnesch, Marina Gunnesch, raport 1977[12]).

Metamorfismul de contact. Transformările suferite de șisturile cristaline ale seriei de Sebeș—Lotru în apropierea contactului cu corpurile banatitice (văile Mehadica, Satului, Lazu) constau în apariția unor produse de recristalizare — metamorfism izochimic — și a unor neoformațiuni rezultante ale metamorfismului allochimic. Principalele produse de recristalizare le formează cuarțul și biotitul. De asemenea se remarcă prezența unor neoformațiuni metasomatice, caracterizate prin parageneza cuarț + epidot + clorit ± pirită.

PETROCHIMIA BANATITELOR

Pentru caracterizarea petrochimică a magmatitelor laramice de pe aliniamentul III au fost interpretate rezultatele a 8 analize chimice. Menționăm că datele petrochimice prezentate în lucrarea de față reprezintă primele informații de acest gen referitoare la banatitele din zona Teregova—Lăpușnicel.

Din datele analitice (tabelul nr. 2) reiese variația în limite restrînse a componenților chimici principali, ceea ce concordă cu observațiile petrografice.

Calcularea parametrilor Niggli (tabelul nr. 3) și construirea diagramelor al-fm, alk-al, mg-k și QLM (fig. 3—6) oferă posibilitatea comparării datelor cu alte zone ale provinciei banatitice. Se poate ușor constata similitudinea de chimism dintre banatitele din regiunea cercetată și cele din zonele Moldova Nouă (Ioana Gheorghiță, 1975), Vlădeasa (L. Ștefan, 1977[13]), Liubcova—Lăpușnicu Mare (K. Gunnesch și colab., 1975), Ascuțita Mare (N. Gherasi și colab., 1972), Valea Mraconiei (K. Gunnesch, Marina Gunnesch, 1978).

Din analiza caracterelor geochimice ale rocilor banatitice din zona Teregova—Lăpușnicel rezultă o linie de evoluție normală a magmei cuarțdioritice, fapt consemnat și pe celelalte două aliniamente din Banat (fig. 7). Ultimele produse de diferențiere sînt reprezentate prin mici filoane de aplite (1—3 cm grosime), care străbat uneori banatitele din regiune (valea Lazului).

Pentru a reda variația conținutului elementelor minore din banatite, ne-am folosit de diagrama lui Taylor (1969) — fig. 8. Am păstrat din diagrama acestui autor valorile medii pentru andezite (reprezentate pe ordonată) și cele pentru granodiorite (pe abscisă). Pentru comparație, am adăugat media aritmetică pentru roci intermediare (după K. K. Turekian, K.H. Wedepohl, 1961) și variația valorilor elementelor minore din magmatitele laramice din regiune (pe abscisă).

Conținuturile în Pb și Ni se mențin în limitele valorilor citate pentru rocile calcoalcaline similare, iar cele în Co, Cr și V sînt puțin mai scăzute.

9, 12 Arh. I.G.P.S.M.S., București.
10, 11, 13 Arh. I.G.G., București.

Tabelul nr. 2

Analize chimice

Oxizi % / Nr. probei	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2PO_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	H_2O^+	P.C.	Total	Locul de recoltare
10	63,00	17,10	1,37	2,71	0,10	2,11	0,80	4,25	3,05	1,25	0,21	0,28	0,79	2,10	3,17	99,81	valea Daia
49	61,60	16,63	0,76	2,84	0,10	2,06	5,10	3,90	2,30	1,37	0,19	0,11	0,72	1,22	2,05	99,53	valea Satului
20	61,30	17,27	7,64	0,52	0,13	2,34	5,32	3,01	1,15	0,30	0,44	urme	0,08	0,62	0,70	100,12	valea Lazului
36	61,05	16,98	1,58	3,19	0,10	2,68	5,31	4,08	1,85	0,68	0,19	—	0,62	1,65	2,19	100,42	valea Satului
19	60,00	17,30	2,53	3,40	0,11	2,51	5,99	3,98	2,38	1,00	0,22	0,43	0,05	0,51	0,99	100,45	valea Satului
518	59,02	17,33	5,23	1,89	0,15	2,25	6,02	3,65	1,94	0,65	0,24	—	—	1,63	1,63	99,80	valea Belenicia
516	57,37	16,59	5,22	2,43	0,16	2,60	6,51	3,49	1,90	0,75	0,21	0,99	—	1,55	2,54	99,77	valea Slătinic
6	56,16	16,50	7,44	0,40	0,12	2,86	5,67	2,77	1,13	0,30	0,38	4,36	0,08	1,70	6,14	99,87	valea Belenicia

10, Diorit cuarţifer hidrotermalizat; *19*, *518*, diorit cuarţifer; *20*, *49*, *36*, *516*, *6*, diorit cuarţifer porfiric.

Tabelul nr. 3

Valorile parametrilor Niggli

Parametrii Niggli / Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm	Q	L	M	Tipul de magmă
10	267,34	42,85	27,80	3,57	25,76	0,31	0,47	64,30	0,12	208,67	165,27	62,01	granodioritic
49	231,60	36,79	23,02	20,54	19,63	0,27	0,50	53,08	0,89	179,13	169,26	39,63	leucotonalitic
20	209,00	34,36	33,40	19,46	12,50	0,20	0,35	59,00	0,58	168,63	133,38	54,12	peléeitic
36	212,10	34,86	27,34	19,83	17,95	0,23	0,50	40,30	0,72	161,06	158,43	45,42	lecucopeléeitic
19	196,26	33,40	28,09	21,02	17,48	0,08	0,43	26,34	0,74	144,70	152,64	49,80	leucotonalitic
518	193,00	33,20	29,40	21,00	14,70	0,20	0,48	36,21	0,71	146,80	143,70	50,40	peléeitic
516	186,71	31,83	32,61	22,65	14,84	0,26	0,38	27,35	0,69	138,86	140,01	54,51	tonalitic
6	189,27	32,59	35,42	20,44	11,53	0,21	0,40	43,15	0,57	148,80	130,50	54,09	tonalitic

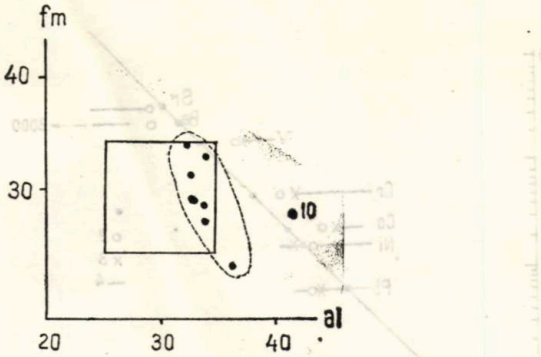


Fig. 3. — Diagrama al-fm.

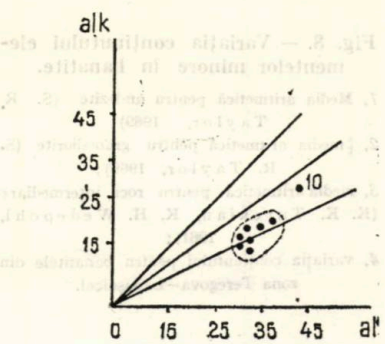


Fig. 4. — Diagrama al-alk.

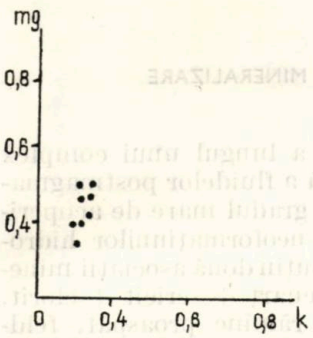


Fig. 5. — Diagrama k-mg.

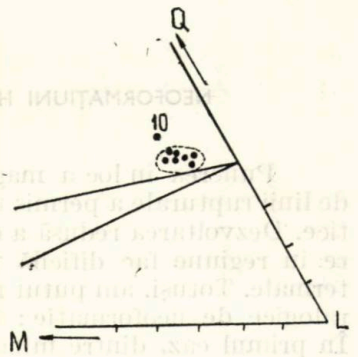


Fig. 6. — Diagrama QLM.

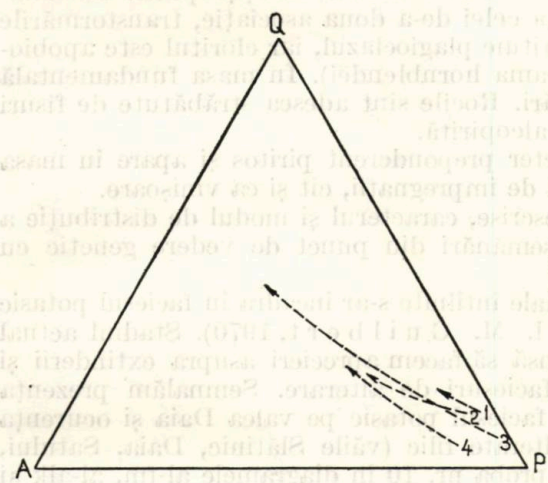


Fig. 7. — Linii de evoluție ale magmatitelor laramice.

1, Teregova—Lăpușnicel; *2*, Liubcova—Lăpușnicu Mare; *3*, Boçșa—Dognecea (V. Ianovici și colab., 1977); *4*, Oravița—Ciclova (V. Ianovici și colab., 1977).

În schimb, conținuturile în Sr și, mai ales, în Ba sînt mai ridicate, situație ce a fost întîlnită și în alte zone ale provinciei banatitice de la noi din țară (K. Gunnesch și colab., 1975; A. Ștefan, 1977[14]).

[14] *Op. cit.*, pct. 11.

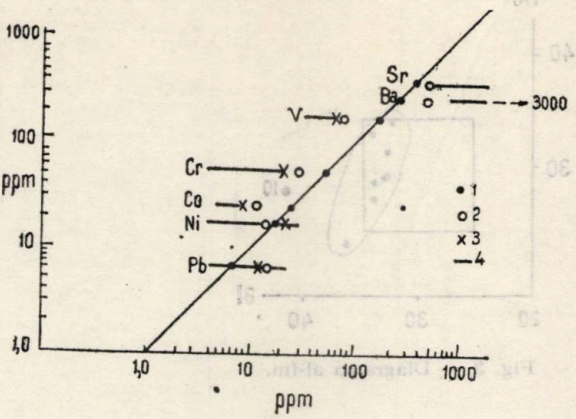


Fig. 8. — Variația conținutului elementelor minore în banatite.

1, Media aritmetică pentru andezite (S. R. Taylor, 1969);
2, media aritmetică pentru granodiorite (S. R. Taylor, 1969);
3, media aritmetică pentru roci intermediare (K. K. Turekian, K. H. Wedepohl, 1961);
4, variația conținutului pentru banatitele din zona Teregova—Lăpușnicel.

NEOFORMAȚIUNI HIDROTERMALE. INDICI DE MINERALIZARE

Punerea în loc a magmatitelor laramice de-a lungul unui complex de linii rupturale a permis migrarea poliascendentă a fluidelor postmagmatice. Dezvoltarea redusă a corpurilor banatitice și gradul mare de acoperire în regiune fac dificilă urmărirea în spațiu a neoformațiunilor hidrotermale. Totuși, am putut remarca prezența a cel puțin două asociații mineralogice de neoformație: 1) biotit + cuarț; 2) cuarț + sericit + clorit. În primul caz, dintre mineralele primare biotitul rămîne proaspăt, feldspatul plagioclaz neafectat, iar hornblenda este biotitizată. În masa fundamentală a rocii apar aglomerări de biotit secundar, cuarț și apatit. La banatitele caracterizate prin prezența celei de-a doua asociație, transformările sînt următoarele: sericitul substituie plagioclazul, iar cloritul este apobiotitic (mai rar se dezvoltă pe seama hornblendei). În masa fundamentală se remarcă silicifieri și sericitizări. Rocile sînt adesea străbătute de fisuri umplute cu cuarț + pirită ± calcopirită.

Mineralizația are un caracter preponderent piritos și apare în masa rocilor banatitice atît sub formă de impregnații, cît și ca vinișoare.

Fenomenele de alterare descrise, caracterul și modul de distribuție a mineralizației prezintă unele asemănări din punct de vedere genetic cu tipul „porphyry copper".

Neoformațiunile hidrotermale întîlnite s-ar încadra în faciesul potasic și respectiv filic (J.D. Lowell, M. Guilbert, 1970). Stadiul actual de cunoaștere nu ne permite însă să facem aprecieri asupra extinderii și distribuției spațiale a acestor faciesuri de alterare. Semnalăm prezența unor roci banatitice alterate în faciesul potasic pe valea Daia și ocurența relativ mare a magmatitelor alterate filic (văile Slătinic, Daia, Satului, Lazu). Poziția pe care o ocupă proba nr. 10 în diagramele al-fm, al-alk și QLM (fig. 3, 4, 6) reflectă transformările suferite de banatite în faciesul de alterare filic. Uneori, faciesul potasic este telescopat de neoformațiunile filice (cursul superior al Văii Satului). Peste metasomatitele potasice și filice se suprapun, în majoritatea cazurilor, neoformațiuni tardive, reprezentate prin carbonați și, mai rar, zeoliți (valea Slătinic).

Conținuturile în cupru, ce pot ajunge uneori la 0,1—0,15%, recomandă subvulcanitele hidrotermalizate din zona Teregova — Lăpușnicel ca virtual purtătoare de mineralizații de tip „porphyry copper".

CONCLUZII

În zona Teregova—Lăpușnicel magmatitele laramice apar sub formă de mici corpuri, apofize și dyke-uri, străbătînd formațiunile cristaline ale domeniului getic.

Un rol important în pătrunderea spre suprafață a magmelor laramice l-a jucat falia Armeniș—Lăpușnicel, care se suprapune peste o linie structurală profundă pusă în evidență de cercetările geofizice, între Caransebeș și Dubova.

Consolidarea magmatitelor s-a făcut în condiții hipoabisice, forma de zăcămînt fiind cea de subvulcan.

Din punct de vedere petrografic, banatitele din regiune sînt reprezentate prin diorite cuarțifere și varietățile lor structurale (diorite cuarțifere porfirice, andezite cuarțifere).

Chimismul banatitelor din zona Teregova—Lăpușnicel prezintă similitudini cu magmatitele laramice din alte zone ale provinciei banatitice.

Magma cuarțdioritică a urmat un curs normal de diferențiere, spre o compoziție granodioritică.

Neoformațiunile hidrotermale, caracterul și modul de distribuție a mineralizației din rocile banatitice pledează pentru o eventuală mineralizație de tip „porphyry copper".

ZUR PETROGRAPHIE UND PETROCHEMIE DER BANATITISCHEN MAGMATITE VON TEREGOVA—LĂPUȘNICEL (SEMENIC GEBIRGE)

ZUSAMMENFASSUNG

Das Auftreten der laramischen Magmatite im Osten des Semenic Massivs wird von einem Nord-Süd streichenden Bruch bestimmt. In der vorliegenden Arbeit wird erstmals, auf Grund der von den Autoren durchgeführten Feldarbeiten, das Vorhandensein dieses Bruches bestätigt. Rezente geophysikalische Forschungen konnten die regionale Bedeutung desselben hervorheben.

Mineralogisch-quantitative Bestimmungen gliedern die Eruptivgesteine des untersuchten Gebietes dem Quarzdiorit-Typus, vorwiegend von porphyrischer Struktur, ein.

Die hier erstmals angeführten petrochemischen Daten weisen auf die Ähnlichkeit mit den laramischen Magmatiten anderer Gebiete der Banatitprovinz Rumäniens hin.

Der Gehalt an Spurenelementen in den Banatiten von Teregova—Lăpușnicel ist den Grenzwerten intermediärer Eruptivgesteine sehr annähernd.

Die hydrothermalen Mineralparagenesen und die feinen Einsprengungen von Cu-Eisenkies in der Quarzdioritmasse sind Indizien, durch welche die laramischen Eruptiva zu Trägern von „porphyry copper" Vererzungen werden.

BIBLIOGRAFIE

ANASTASIU N. (1976), *Studiul petrografic și geochimic al granitoidelor de Ogradena*, An. Inst. geol. geof., **XLIX.**

BURRI C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Birkh. Verl. Basel, Stuttgart.

CIOFLICĂ G., VLAD Ș. (1973), *The Correlation of Laramian Metallogenetic Events Belonging to the Carpatho-Balkan Area*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géol., **17**, *2*.

GHEORGHIȚĂ IOANA (1975), *Studiul mineralogic și petrografic al regiunii Moldova Nouă (zona Suvorov — Valea Mare)*, St. tehn. econ., Seria I, *11*.

GHERASI N., CIORNEI P., ZIMMERMANN P. (1972), *Contribuții la cunoașterea rocilor banatitice și a mineralizației din zona Ascuțita Mare (Bazinul Rusca Montană)*, D.S. Inst. geol., geof., **LVIII.**

GIUȘCĂ D., CIOFLICĂ G., SAVU H. (1966), *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Inst. geol., **XXXV**, 13—47.

GUNNESCH K., GUNNESCH MARINA, SEGHEDI I., POPESCU C. (1975), *Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova — Lăpușnicu Mare (partea vestică a munților Almaj și sud-vestică a munților Semenic)*, D.S. Inst. geol., geof., **LXI.**

GUNNESCH K., GUNNESCH MARINA (1978), *Banatitele din regiunea Dubova — Ogradena — Valea Mraconiei (Banatul de sud) și metalogeneza asociată*, D.S. Inst. geol. geof., **LXIII.**

HURDUZEU C. (1962), *Cercetări geologice și petrografice în partea centrală a Munților Semenic*, D.S. Com. geol., **XLV.**

IANOVICI V., VLAD Ș., BORCOȘ M., BOȘTINESCU S. (1977), *Alpine Porphyry Copper Mineralizations of West Romania*, Mineral. Deposita, **12**, 307—317, Springer Verl., Berlin.

LOWELL J.D., GUILBERT M. (1970), *Lateral and Vertical Alteration Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits*, Ec., geol., **65**, *4*.

STRECKEISEN A. (1932), *Junge Eruptivgesteine im Banat*, Bul. Soc. Roum. de Géol., **I.**

— (1967), *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks.*, N. Jb.l.Miner. Abh., **107**, *2—3*, 144—240, Stuttgart.

TAYLOR S.R. (1969), *Trace Element Chemistry of Andesites and Associated Calc-Alkaline Rocks*, în *Proceedings of the Andesite Conference*, Bul. 65, 43—65, A.R. MCBIRNEY Ed.

TUREKIAN K.K., WEDEPOHL K.H. (1961), *Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust*, Bul. geol. Soc. Amer, **72**, 175—192, Boulder.

Primit în redacție la
3 aprilie 1978

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

METALOGENEZA TRIASICĂ DIN ZONA TULCEA (DOBROGEA DE NORD)

DE

Ş. VLAD

INTRODUCERE

Dobrogea de nord reprezintă în ansamblu o unitate antrenată în cutări paleozoice şi consolidată prin orogeneza chimmerică veche (G.M. Murgoci, 1914); ea este alcătuită din două zone separate de linia Luncaviţa—Consul : la vest zona Măcinului, unde apar îndeosebi formaţiuni metamorfice premezozoice şi granitoide, iar la est zona Tulcea, cu frecvente sedimente şi vulcanite triasice, în care se întîlnesc mineralizaţii de Fe şi Ba, Pb, Zn.

Orogenul nord-dobrogean, mărginit de structuri definitivate hercinic (la nord Platforma Scitică, la sud Platforma Moesică cu segmentul ei periferic Dobrogea centrală), constituie porţiunea vestică a unui lanţ alpin dezvoltat spre est în Crimeea şi apoi în Caucazul Mare, fără continuitate către Carpaţi (D. Giuşcă, 1974; M. Săndulescu, 1975). Formarea sa, ca şi a întregii catene alpino-carpatică, este rezultatul apariţiei şi apoi a evoluţiei în mezozoic a oceanului Tethys. Astfel, la sfîrşitul paleozoicului, supercontinetul Pangaea a fost scindat de un golf transversal larg deschis spre est, cu caracter de mare epicontinentală, amplasat pe crusta sialică (Tethysul permian — R.S. Dietz, J. C. Holden, 1970). Ulterior, un rift intercontinental triasic orientat est—vest (casura tetisiană — I. Argyriadis, 1975) a permis „oceanizarea" fundului mării ce separa Africa de Eurasia; este foarte plauzibil ca riftul mediotetisian să corespundă în parte „cicatricei alpino-dinarice" (W. E. Petrascheck, 1976), controlînd aparţia binecunoscutelor mineralizaţii de Pb-Zn din calcarele şi dolomitele triasicului mediu ale Alpilor Calcaroşi de sud (tipul Alpin-Mississippi Valley). Riftogeneza intercontinentală tetisiană a fost însoţită de rifturi incipiente amplasate la periferia Africei şi Eurasiei; aceste fracturi orecum paralele cu casura tetisiană marchează trecerea către un regim de distensiune şi se recunosc atît în nord-vestul Africei, cît şi în Carpaţi, Balcani, Pontide etc. unde se întîlnesc sedimente carbonatice, magmatite şi mineralizaţii asemănătoare celor din Alpii Calcaroşi de sud. Adesea evoluţia acestor zone în jurasic s-a manifestat în sensul dezvoltării unor şanţuri înguste, interpretate de obicei drept golfuri cu crustă oceanică adiacente Tethysului. În alte cazuri, cum ar fi cel din Dobrogea de nord, riftogeneza s-a limitat în timp şi spaţiu; astfel, reactivarea liniilor hercinice VNV-ESE din zona Tulcea în triasic a determinat aparţia unui rift, favorizînd instalarea mediului marin în care se regăseşte asociaţia caracteristică a vulcanismului bazaltic-riolitic (ce aminteşte stadiul iniţial al bazinelor ensialice, după A.H.G. Mitchell, M. S. Garson, 1976),

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 249—258, BUCUREŞTI, 1978

cu sedimentarea carbonatică şi metalogeneza Ba-Pb-Zn sau Fe[1]. Bazinul marin se lega, via Crimeea—Caucaz, cu Tethysul, fiind localizat la nord de regiunea atunci exondată a Platformei Moesice şi a masivului Pontic (R. Brinkmann, 1974).

GEOLOGIA TRIASICULUI

Triasicul zonei Tulcea conţine sedimente specifice faciesurilor alpine, care încep cu seisianul conglomeratic-grezos-argilos, urmat de campilianul şistos-calcaros; triasicul mediu este reprezentat de sedimente de platformă carbonatică, cu calcare bioclastice şi dolomite, calcare micritice şi marnocalcare, avînd silicolite la partea inferioară, stratele de Consul şi de Izvoarele, calcarenitice; triasicul terminal se dezvoltă în facies calcaros de Cataloi în împrejurimile Tulcei şi în facies grezos — stratele de Alba — în aria de ocurenţă a stratelor de Izvoarele (D. Patrulius şi colab., 1974)[2]. Sedimentarea triasică este însoţită de magmatism bazic şi acid ca şi de metalogeneză, localizate la nivelul ladinianului.

Magmatismul bazic este caracterizat prin curgeri bazaltice spilitice, dezvoltate în lungul a două aliniamente (fig. 1): unul nordic, VNV—ESE, cu extindere mai amplă, Luncaviţa—Niculiţel—Somova—Cîşla—Marca, lavele dispunîndu-se concordant în calcarele cu silicolite sau în marnele de Cataloi, celălalt sudic, NV—SE, Izvoarele — Nicolae Bălcescu, unde bazitele apar în calcarele stratelor de Izvoarele.

Magmatismul acid este reprezentat prin lacolite, neck-uri, dike-uri, sill-uri de riolite (V. Ianovici şi colab., 1957, 1961) dispuse în lungul unor aliniamente bine individualizate (fig. 1): cel nordic, orientat VNV—ESE, coincide, în linii mari, cu aliniamentul ofiolitic major şi este jalonat de ivirile riolitice de la Isaccea, Ormanu cu Pari, Cortelu, Tauşan Bair, Mineri (Cîşla), care străbat calcarele triasicului mediu şi chiar bazaltele; aliniamentul sudic se dezvoltă NV—SE între Valea Teilor şi Iulia, unde apar riolitele din dealurile Malciu, Eschibalîc şi Consul în calcarele stratelor de Consul[3].

Sfîrşitul triasicului poartă amprenta începerii mişcărilor chimerice vechi; se constată reactivarea liniilor VNV—ESE care au fragmentat blocul nord-dobrogean în timpul orogenezei hercinice sau au controlat, în mare parte, magmatismul şi metalogeneza din triasicul mediu. Antrenarea cuverturii triasice este probabil rezultatul unei etape jurasice a orogenezei chimerice vechi; rezultă o structură complexă, cu şariaje scurte îndreptate de la SV spre NE, compartimentînd zonele Măcin şi Tulcea: pînza de Măcin, pînza-solz de Consul, pînza-solz de Niculiţel—Izvoarele şi autohtonul de Tulcea (D. Patrulius şi colab., 1974)[4]. Depozitele triascului de

[1] Tot în triasic riftogeneza incipientă intracarpatică a controlat apariţia ofiolitelor (M. Ilie, 1936) şi, probabil, a mineralizaţiilor de bariu de la Ostra sau de fier de la Delniţa.

[2] D. Patrulius, Elena Mirăuţă, Magdalena Iordan, A. Baltreş, N. Ţicleanu (1974), report, arh. I.G.G.

[3] În afară de acestea, în apropierea liniei Peceneaga—Camena, erupţiunile riolitice sînt considerate, după unele opinii, pretriasice (G. Macovei, 1912; G. M. Murgoci, 1914).

[4] *Op. cit.*, pct. 2.

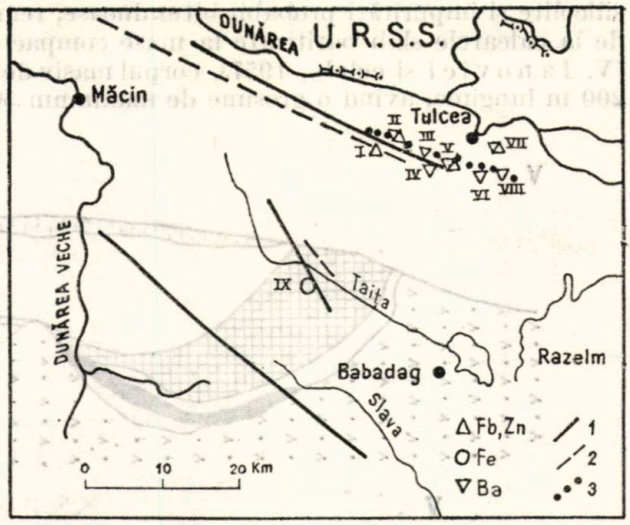


Fig. 1. — Distribuția bazaltelor, riolitelor și a mineralizațiilor de Ba, Pb, Zn și Fe în Dobrogea de nord.

1, Aliniamente de riolite; *2*, aliniamente de ofiolite; *3*, aliniament metalogenetic Ba, Pb, Zn.
I, Ormanu cu Pari; *II*, Cortelu; *III*, Trifan; *IV*, Dobrișani; *V*, Bechir-Dealul Carierii; *VI*, Marca; *VII*, Bogza; *VIII*, Malcoci; *IX*, Iulia.

Tulcea sînt cutate într-o succesiune de sinclinale și anticlinale, umplutura sinclinalelor fiind constituită din depozite detritice jurasice care încheie sedimentarea marină din Dobrogea de nord.

METALOGENEZA TRIASICĂ

Mineralizațiile de Ba-Pb-Zn sînt amplasate la extremitatea estică a principalului aliniament de ofiolite și riolite și se localizează, de regulă, în sedimentele carbonatice ladiniene (fig. 1). Principalele corpuri mineralizate se află între Somova și Mineri (Cîșla): Movila Săpată, Ormanu cu Pari — lentile de blendă, galenă în calcare; dealul Vărăriei — filoane de baritină în calcare; dealul Cortelu — corp peneconcordant[5] de baritină în calcare, avînd la partea inferioară un corp tabular de blendă + galenă, și volburi cu blendă, galenă, baritină, în riolite; dealurile Trifan și Dobrișani — filoane de baritină în calcare; dealul Bechir — corp peneconcordant și filoane de baritină, blendă, galenă în calcare; dealul Carierii — corp peneconcordant și filoane de baritină în calcare. Zona cu mineralizații se continuă spre est, la Marca și Malcoci, unde se întîlnesc filoane de baritină în calcare și, la nord de ele, la Bogza, unde apar, în aceleași calcare, filoane cu baritină, blendă, galenă.

Distribuția filoanelor este controlată de două sisteme de fracturi, unul concordant cu structura majoră, orientat N 45—50° V/subvertical, celălalt dispus N 45—65° E/subvertical (V. Ianovici și colab., 1957).

Corpurile peneconcordante de baritină sînt cunoscute pînă în prezent în dealurile Carierii, Bechir și Cortelu. Controlul litologic este evidențiat de localizarea acestora exclusiv în calcarele ladiniene cu nivele dolomitice,

[5] „Peneconcordant" în sensul lui P. Nicolini (1970), echivalent în ansamblu cu „strata bound".

silicolite şi impurităţi probabil bituminoase, remarcîndu-se treceri gradate de la calcarele slab baritizate la mase compacte de baritină. La Cortelu (V. Ianovici şi colab., 1957), corpul masiv de baritină se extinde pe circa 200 m lungime, avînd o grosime de maximum 50 m (fig. 2); în alcătuirea

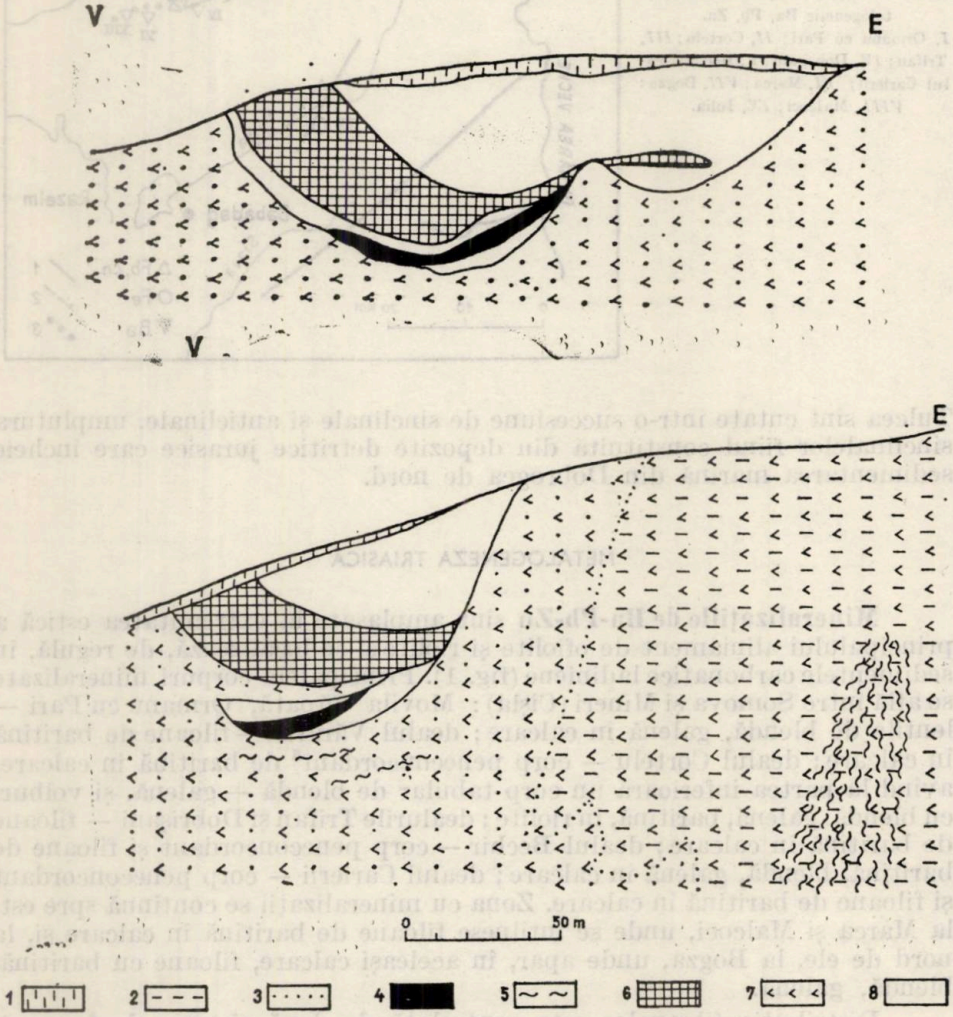


Fig. 2. — Profile transversale prin zăcămîntul din dealul Cortelu (după V. Ianovici şi colab., 1957; V. Bacalu, Gh. Martinof, 1976).

1, Loess; 2, silicifieri; 3, cloritizări; 4, volburi de blendă şi galenă; 5, corp tabular de blendă şi galenă; 6, corp peneconcordant de baritină; 7, riolite; 8, roci carbonatice ladiniene.

sa predomină agregatele radiare, pachetele subparalele sau masele fin granulare de baritină, însoţite de cuarţ, calcit, fluorină; sporadic se observă infiltraţii de pirită, blendă, galenă şi filonaşe de cuarţ în masa baritinei. Uneori apar zone de calcar netransformat cu contururi neregulate în bari-

tina compactă; alteori se întîlnesc cristale mari, tabulare, de baritină în calcare sau într-un agregat fin granular de baritină ce face trecerea spre calcarul nesubstituit. Spre Ormanu cu Pari, la exteriorul corpului peneconcordant de baritină, apare pe alocuri baritină dispusă pe fisuri, însoţită de fluorină. Corpul tabular de sulfuri metalice de la partea inferioară a baritinei peneconcordante, cu grosime între 0,2 şi 7 m (V. Ianovici şi colab., 1957) trece spre adîncime, în riolitele tectonizate şi afectate hidrotermal, la volburi şi impregnaţii cu galenă, blendă (Victoria Stiopol şi colab., 1976); mineralizaţia diseminată se prelungeşte în adîncime (fig. 2) sub forma a două zone cilindroide (V. Bacalu, Gh. Martinof, 1976)[6] dispuse probabil în amplasamentul fostelor canale de acces ale fluidelor spre părţile superioare. Se remarcă astfel o semnificativă zonalitate verticală, cu asociaţia filoniană baritină + fluorină în zona externă (zona Ba + F), urmată de baritina masivă, căreia i se suprapune în bază mineralizaţia compactă de blendă + galenă (zona Ba ± Pb, Zn) şi, încheind secvenţa în adîncime, de volburile şi impregnaţiile polimetalice (zona Pb + Zn). Această distribuţie în spaţiu este rezultatul succesiunii a două faze de mineralizaţii:

— faza cu bariu, controlată în principal litologic, în care se formează $baritina_1$ peneconcordantă (metalogeneză sindiagenetică);

— faza polimetalică, controlată tectonic de interacţiunea sistemelor de fracturi NV—SE şi NE—SV, este responsabilă de apariţia sulfurilor metalice împreună cu cuarţ, calcit, fluorină, $baritină_2$ (metalogeneză epigenetică). Metalogeneza polimetalică este însoţită de neoformaţiuni hidrometasomatice cu distribuţie zonală (fig. 2). Astfel, în adîncime, apar metasomatite potasice, reprezentate de adular (V. Ianovici şi colab., 1957) într-o masă silicifiată în apropierea principalelor canale de acces a fluidelor ce au străbătut riolitele; urmează periferic metasomatite magneziene, reprezentate de cloritizări în riolite şi de talcizări sau dolomitizări în calcare (Victoria Stiopol şi colab., 1976).

Părerea că mineralizaţiile Ba-Pb-Zn provin din activitatea hidrotermală afiliată riolitelor, rezultînd corpuri metasomatice sau filoane în calcare şi volburi sau impregnaţii în riolite, a fost unanim acceptată (V. Ianovici şi colab., 1957; D. Giuşcă şi colab., 1967; Victoria Stiopol şi colab., 1976; V. Ianovici şi colab., 1977; Gh. Popescu, 1977 etc.); s-au exagerat semnificaţia controlului tectonic în localizarea mineralizaţiilor (Victoria Stiopol şi colab., 1976; R. Constantinescu şi colab., 1977)[7] şi rolul soluţiilor hidrotermale ascendente asociate riolitelor în antrenarea, transportul Ba, Pb, Zn, Cu, Fe şi concentrarea acestora (Victoria Stiopol şi colab., 1976). Studiul atent al contextului geologic-metalogenetic evidenţiază însă o gamă largă de factori a căror convergenţă favorizează desfăşurarea metalogenezei din triasicul mediu. Analizarea faptelor de observaţie oferite de particularităţile celor două tipuri de mineralizaţii (Ba, Pb + Zn) conduce la o interpretare complexă, luînd în discuţie sursa, mecanismul de transport şi ambianţa depoziţională.

În cazul corpurilor peneconcordante de baritină de la Somova—Mineri (Cortelu, Bechir, dealul Carierii), sursa de bariu şi mecanismul de

[6] Raport, arh. I.F.L.G.S.

[7] R. Constantinescu, L. Anton, T. Murariu (1977), raport arh. I.G.G.

transport ar trebui asociate condiţiilor specifice bazinului marin din triasicul mediu. Este bine cunoscut că atît apele, cît şi sedimentele actuale de pe fundul oceanelor conţin bariu (P. N i c o l i n i, 1970); aflîndu-se în mîlurile din marea triasică sau provenind din erodarea continentului hercinic adiacent, bariul transportat în apa mării, probabil de către „saramurile fierbinţi" (hot brines) generate în legătură cu riftul nord-dobrogean, se va depune ca sulfat în condiţii hipersaline la mică adîncime[8]. Dealtfel şi prezenţa dolomitelor, şi chiar a anhidritului, în formaţiunile sedimentare de la Somova—Mineri, unde geneza baritinei este sincronă cu cea a carbonaţilor (faza sindiagenetică), confirmă existenţa, într-un spaţiu limitat, a mediului favorabil apariţiei evaporitelor.

Urmărindu-se relaţiile cu roca înconjurătoare, forma de zăcămînt peneconcordantă pledează la rîndul său pentru o concentrare sedimentară a baritinei. Este ştiut că acumulările epigenetice a căror origine este cert magmatică sînt foarte rar stratiforme, de regulă dispunîndu-se ca filoane sau amase în apropierea corpurilor eruptive (P. N i c o l i n i, 1970). În cazul nostru, baritina peneconcordantă se dezvoltă exclusiv în rocile carbonatice ladiniene, remarcîndu-se treceri de la baritina compactă la cea cu „relicte" de calcare, apoi la calcare baritizate (V. I a n o v i c i şi colab., 1957) şi calcare dolomitice albe. Elementul de concordanţă este vizibil, masa de baritină fiind în general conformă cu structura şi morfologia calcarelor ladiniene (fig. 2). Se remarcă şi o serie de texturi specifice depunerilor sedimentare, cum ar fi benzile subparalele şi agregatele radiare de baritină, frecvent întîlnite în depozite singenetice (de exemplu în Tunisia), alături de texturi metasomatice suprapuse, rezultînd din remobilizarea baritinei (H. J. S c h n e i d e r, 1972) în faza subsecventă, polimetalică. Este de subliniat astfel deosebita semnificaţie a asocierii baritinei cu sedimentele calcaroase, caracteristică universal valabilă pentru asemenea mineralizaţii peneconcordante[9].

Comentînd prezumptiva legătură genetică dintre vulcanism şi concentraţiile peneconcordante de baritină, se constată că ofiolitele sînt lipsite de semnificaţie metalogenetică; cît despre riolite, numai aliniamentului nordic i se asociază, în parte, acumulări de baritină. Relaţiile cu vulcanismul exemplifică de fapt coincidenţa în timp-spaţiu (P. N i c o l i n i, 1970; G.C. A m s t u t z, 1972) datorită evoluţiei unui mediu prielnic desfăşurării în aceeaşi structură a proceselor de sedimentare carbonatică, magmatism şi metalogeneză din triasicul mediu. Adevăratul rol al vulcanismului constă din crearea în domeniul de sedimentare a unei stări de dezechilibru ce catalizează desfăşurarea diagenezei (P. N i c o l i n i, 1970), fiind astfel, alături de hipersalinitatea apelor mării, responsabil de precipitarea bariului prezent în bazin. Dezechilibrul poate fi sesizat la nivelul calcarelor cu intercalaţii dolomitice, cu silicolite şi impurităţi bituminoase. Precipitarea baritinei tinde să restabilească echilibrul şi conduce la levigarea materialului

[8] Rezultatele experimentelor referitoare la solubilitatea $BaSO_4$ în apă şi în soluţii apoase de NaCl explică conţinuturile de Ba din saramuri şi precipitarea sa în asemenea condiţii (A. S c h e r p, G. S t r ü b e l 1977).

[9] Acest tip de convergenţă între metalogeneza cu bariu şi mediul sedimentar reprezentat de o provincie carbonatică constituie un metalotect la scară regională sau continentală (P. N i c o l i n i, 1970; G. C. A m s t u t z, 1972).

străin din sistemul carbonatic, albind calcarele sau dolomitele adiacente masei de baritină[10].

Mineralizaţia polimetalică, căreia i se asociază fluorina şi o nouă generaţie de baritină, prezintă caractere epigenetice de necontestat. Rolul riftului nord-dobrogean este semnificativ, permiţînd generarea şi circulaţia soluţiilor termale încărcate cu volatile. Crusta sialică reprezintă presupusa masă de plumb, zinc (W. E. Petrascheck, 1976), metalele fiind „stoarse" din fundamentul paleozoic de fluidele hidrotermale transriolitice, după cum sugerează amplasarea celor două canale de aducţiune din masa vulcanitelor. Dacă fluorina pare să provină de la o adîncime mai mare decît plumbul şi zincul (Ph. W. Guild, 1977), în schimb bariul rezultă fie din remobilizarea baritinei$_1$, fie dintr-o sursă endogenă (A.C. Dunham, J.S. Hanor, 1967) oferită chiar de riolite (atunci cînd plagioclazul cristalizează, bariul se concentrează în topitura reziduală, devenind disponibil pentru a fi inclus în faza fluidă postmagmatică). Produsele fazei de mineralizaţie Pb, Zn ± Ba, F tind să substituie baritina peneconcordantă, remarcîndu-se acele vinişoare de sulfuri în baritina$_1$ cataclazată. Momentul metalogenezei polimetalice nu pare prea îndepărtat în timp de cel al baritinei$_1$, ajungîndu-se implicit la o interesantă distribuţie a mineralizaţiilor: dacă în calcare baritinei compacte sedimentare i se suprapun mineralizaţii hidrometasomatice sau filoniene (blendă, galenă, fluorină, baritină$_2$) care estompează în mare parte texturile primare şi conduc la apariţia unor frecvente situaţii de tranziţie, la nivelul riolitelor subiacente se întîlnesc numai mineralizaţii tipic hidrotermale — volburi şi impregnaţii polimetalice.

Mineralizaţiile de Fe sînt reprezentate prin apariţii sporadice de magnetit în ofiolitele aliniamentului nordic şi acumulări de hematit asociat skarnelor din pînza-solz de Consul. Mineralizaţiile de hematit sînt cantonate în calcarele ladiniene la Eschibalîc şi Iulia, lîngă linia Luncaviţa—Consul. Impregnaţii şi cuiburi de hematit se întîlnesc şi în metamorfitele paleozoicului de lîngă Iulia, iar skarne cu hematit în mici petice de calcare triasice ce „plutesc" în paleozoic la Horia (Gh. Martinof, comunicare verbală); ambele ocurenţe, deşi amplasate în unitatea de Măcin, apar tot în apropierea liniei Luncaviţa—Consul.

La Iulia se evidenţiază o succesiune de benzi şi lentile de skarne concordante cu stratificaţia calcarelor, întreg ansamblul fiind cutat şi cataclazat în faza chimmerică veche. Adesea skarnele sînt dislocate de către fracturi transversale N 60°E. Mineralizaţiile de fier, reprezentate prin cuiburi şi vinişoare de hematit uneori muschetovitizat (Victoria Stiopol şi colab., 1976), se dezvoltă în masa skarnelor cu grandit grosularic sau ca infiltraţii în calcare. Se întîlnesc frecvente benzi alternative de grandite şi oxizi de fier, amintind textura rubanată de la Ocna de Fier.

La Eschibalîc au fost semnalate infiltraţii de hematit în lungul unor fracturi direcţionale sau a stratificaţiei calcarelor (V. Bacalu, 1956)[11].

[10] Convergenţa factorilor sedimentari, vulcanologici, metalogenetici (P. Nicolini, 1970) favorizează evidenţierea metalotectelor la scară locală: vulcanitele, care produc stări de dezechilibru în mediul de depunere, şi calcarele impure, ce reprezintă tocmai acest mediu în dezechilibru.

[11] Raport, arh. I.F.L.G.S.

Geneza granditelor cu hematit este datorată ascensiunii fluidelor care au remobilizat fierul din fundament în lungul fracturii majore Luncaviţa—Consul, cale principală de acces pentru soluţii în triasicul mediu. Dată fiind comportarea anizotropă a paleosomului în contact cu asemenea fluide, calcarele, mediu mai competent, au fost substituite cu intensitate sporită. În urma reacţiilor cu fluidele oxidante de temperatură ridicată, înlocuirea carbonatului s-a făcut selectiv, stimulată de prezenţa nivelelor cu impurităţi silicioase, aluminoase sau bituminoase. Rezultă skarne de infiltraţie tipice, asemănătoare ca mod de ocurenţă cu cele de la Rio Marina (Elba), controlate de asemenea de fracturi adînci, fără relaţii genetice evidente cu vreo intruziune (F. D i m a n c h e, comunicare verbală). Rolul determinant al controlului tectonic (linia Luncaviţa—Consul) în amplasarea mineralizaţiilor, ca şi absenţa asocierii spaţiale cu riolitele, infirmă posibilitatea afilierii genetice a skarnelor cu mineralizaţii de fier la vulcanismul acid.

CONCLUZII

Caracteristicile sinepigenetice ale acumulărilor, forma de zăcămînt uneori peneconcordantă, asocierea intimă dintre sedimentele carbonatice de platformă, vulcanism şi metalogeneză în triasicul mediu, controlul oferit de fracturarea profundă longitudinală şi sistemele rupturale adiacente pentru transportul metalelor şi localizarea concentraţiilor (amintind de situaţia din Marea Roşie unde mineralizaţiile se dispun mai ales la intersecţia fracturilor axiale cu cele transformante), valorile scăzute ale temperaturii[12] şi presiunii specifice unor ocurenţe „epitermale" pledează pentru afilierea acumulărilor de Ba-Pb-Zn la tipul de mineralizaţii Mississippi Valley—Alpin (G.C. A m s t u t z, 1972; W.E. P e t r a s c h e c k, 1976; A. H. G. M i t c h e l l, M.S. G a r s o n, 1976; P h. W. G u i l d, 1977) formate în condiţiile riftului triasic din zona Tulcea.

Ocurenţa granditelor cu hematit este şi ea determinată de riftogeneza nord-dobrogeană din triasicul mediu. Diferenţierea metalogenetică (de la Ba-Pb-Zn în nord la Fe în sud) se explică prin variaţia condiţiilor de mediu şi a anumitor particularităţi moştenite de la infrastructură. Astfel, geneza concentraţiilor de fier a fost influenţată de existenţa unui aliniament ferifer premezozoic (căruia îi aparţine şi zăcămîntul Altîn-Tepe) capabil să furnizeze fierul remobilizat în lungul liniei Luncaviţa—Consul.

TRIASSIC METALLOGENY OF TULCEA ZONE (NORTH DOBROGEA)

SUMMARY

North Dobrogea unit was consolidated during early Kimmerian orogeny; it contains two zones, Măcin zone in the west, with predominant pre-Mesozoic metamorphites, and Tulcea zone in the east, with prevailing

[12] Determinările geotermometrice efectuate de M. S a v u l şi colab. (1960) pentru cuarţ (T = 135—140°C) confirmă estimările lui P h. W. G u i l d (1977) referitoare la temperatura de formare a mineralizaţiilor de tip Mississippi Valley (100—200°C).

Triassic sediments and volcanics which comprise Fe and Ba , Pb, Zn mineralization. North Dobrogea orogen represents the western portion of an Alpine chain developed eastward toward Crimea and Great Caucasus. It resulted in close connection with the occurrence and the Triassic evolution of Tethys. Accordingly, the intercontinental Tethyan rift ("cassure téthysienne" — I. Argyriadis, 1975) was accompanied by adjacent rifts on both Tethys'borders, splitting off the periphery of the Eurasian and African continents. Thus, reactivation of WNW—ESE Hercynian lines in Tulcea zone favoured the occurrence of the North Dobrogea rift. A gulf connecting eastward with Tethys resulted in such environment; it is characteristic of Middle Triassic association of bazaltic-rhyolitic volcanism, carbonatic sedimentation and Ba, Pb, Zn and Fe mineralization.

Ba, Pb, Zn ores resulted during two metallogenic events: sindiagenetic Ba mineralization produced barite strata-bound deposits, lithologically controlled by Ladinian limestones, whereas epigenetic Ba, Pb, Zn mineralization gave rise to tectonically controlled galenite + + sphalerite ± barite deposits as veins in limestone and stockwork in rhyolite.

Various metallogenic features (syndiagenetic-epigenetic pattern, partly stratiform setting, close association of carbonatic sediments, volcanism and metallogeny during Ladinian times, longitudinal fracturing intersected with transverse faults structurally controlling the ore location, low temperature of base metal ore formation, etc.) strongly suggest that Ba, Pb, Zn mineralization is characteristic of the Mississippi Valley-Alpine type in connection with the North Dobrogea Triassic short-age aulocogen. Concurrently, iron ores are located at the margin of the rift zone; they are structurally controlled by the Luncavița—Consul line and result from iron remobilization of the basement.

BIBLIOGRAFIE

AMSTUTZ G.C. (1972), *Observational criteria for the classification of Mississippi Valley — Bleiberg — Silesia type of deposits*, Geol. Trans. reprints **15** Proc. 2-th Int. Symp. Min. Dep. Alps.

ARGYRIADIS I. (1975), *Mésogée permienne, Chatne hercynienne et cassure téthysienne*, Bul. Soc. Géol. Fr., **XII**, *1*.

BRINKMANN R. (1974), *Geologic relations between Black Sea and Anatolie*, în DEGENS E.T., Ross D. A. ed, *The Black Sea — Geology, Chemistry, and Biology*, A.A.P.G. mem 20.

DIETZ R.S., HOLDEN J.C. (1970), *Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to Present*, Journ. of Geoph. Res., **75**, *26*.

DUNHAM A.C., HANOR J.S. (1967), *Controls on barite mineralization in the western United States*, Ec. Geol., **62**, *1*.

GIUȘCĂ D. (1974), *Petrologia rocilor endogene*, Edit. tehnică, București.

GIUȘCĂ D., BACALU V., POPESCU I.C. (1967), *Studiul mineralogic al zonei de oxidație a zăcămintelor de sulfuri polimetalice de la Somova*, Anal. Univ. Buc., Ser. șt. nat., geol. geogr., **XVI**, *1*.

GUILD PH. W. (1977), *Application of global tectonic theory to metallogenic studies*, Probl. Ore Dep. IV Symp. IAGOD, Varna, 1974, **II**.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL V., BACALU V. (1957), *Studiul mineralizărilor din zăcămintele de baritină și sulfuri metalice în regiunea Somova*, Anal. Univ. Parhon., Ser. șt. nat., **15**.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ O., CHIRIAC M. (1961), *Ghidul excursiilor, D. Dobrogea*, As. geol. carp.-balc., Cgr. V.

Ianovici V., Stiopol V., Măldărescu I., Popescu Gh. C. (1977), *Metalogeneza chimmerică din Dobrogea de nord*, St. cerc. geol., geof., geogr., Geologie, **22.**

Ilie M. (1936), *Recherches géologiques dans les monts Trascău et dans le bassin de l'Arieș*, An. Inst. geol., **XVII.**

Macovei G. (1912), *Observații asupra liniei de încărcare Peceneaga—Camena*, D.S. Inst. geol. Rom., **III.**

Mitchell A.H.G., Garson M.S. (1976), *Mineralization at plate boundaries*, Min. Sci. Eng., **8,2.**

Murgoci M. G. (1914), *Studii geologice în Dobrogea nordică*, An. Inst. geol. Rom., **VI.**

Nicolini P. (1970), *Gitologie des concentrations minérales stratiformes*, Gauthier-Villars, Paris.

Petrascheck W.E. (1976), *Mineral zoning and plate tectonics in the Alpine-Mediterranean area*, Geol. Asoc. of Canada. Sp. Paper *14.*

Popescu C. Gh. (1977), *Similitudini metalogenetice între Dobrogea de nord și Carpații Orientali în lumina tectonicei globale*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **22.**

Savul M., Pomîrleanu V., Erhan V. (1960), *Determinări paleogeotermometrice asupra cîtorva ocurențe de cristale de cuarț din Dobrogea de nord*, An. șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, Secția a II-a, șt. nat., **VI.** *1.*

Săndulescu M. (1975), *Essai de synthèse structurale des Carpates*, B.S.G.F. (7), **XVII,** *3.*

Scharp A., Strübel G. (1977), *Hydrothermal investigation of the system $BaSO_4$—$SrSO_4$—$NaCl$—H_2O and its bearing Ba-Sr mineralization*, Prob. Ore Dep., IV Symp. IAGOD, Varna 1974, **III.**

Schneider H.J. (1972), *The problem of the ore mobilization and transport in the land-zone ore deposits of the Ost-Alpine Middle Triassic beds*, Geol. Trans. reprints **15** Proc. 2—th Int. Symp. Min. Dep. Alps.

Stiopol V., Măldărescu I., Popescu Gh. C., Martinof GH. (1976), *Cortelu ore deposits (North Dobrogea) — a hew model on its formation*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **20,** *2.*

Stiopol V., Jude L., Drăghici I. (1975)., *Studiu mineralogic și petrografic al riolitelor (porfire cuarțifere) din Dobrogea de nord*, Anal. Univ. București, **XXIV,** 69.

Primit în redacție la
23 aprilie 1978

Institutul de geologie și geofizică

SEMNIFICAȚIA GENETICĂ A TEXTURILOR CU RUBANARE SIMETRICĂ A SULFURILOR ȘI MINERALELOR DE GANGĂ

DE

ANDREI GURĂU

Texturile cu rubanare simetrică a sulfurilor metalice din zăcămintele hidrotermale constituie, adesea, acolo unde acestea se manifestă, amprente ale chimismului și evoluției în timp și spațiu a soluțiilor mineralizante. De aceea, texturile rubanate ale sulfurilor metalice pot fi luate în seamă la analizarea condițiilor de formare a zăcămintelor hidrotermale, la aprecierea fazelor, stadiilor și etapelor de mineralizare.

Un studiu în acest sens, cu exemple și recomandări asupra modului cum trebuie folosite texturile rubanate cu sulfuri în aprecierea generațiilor, etapelor și fazelor de mineralizare în zăcămintele hidrotermale, a fost elaborat de Jan Kutina (1955) pentru filonul Adalbert din regiunea Pribram (R.S. Cehoslovacă).

La noi, studii similare asupra texturilor cu rubanare simetrică a sulfurilor au făcut V. Manilici, D. Giușcă și Victoria Stiopol (1965) pentru zăcămîntul de la Baia Sprie.

Observațiile noastre asupra a numeroase filoane cu texturi rubanate ale galenei, blendei, calcopiritei și piritei ne-au prilejuit ocazia să constatăm că ordinea de depunere a acestor sulfuri din soluțiile care au aparținut unui singur moment (etape) de umplere a fracturilor ocupă un loc bine determinat în raport cu ele însele, cît și cu mineralele de gangă care le însoțesc (cuarțul, carbonații sau sulfații).

Observațiile le-am efectuat atît pentru cazurile cînd în filoane au predominat sulfurile, cu o slabă participare — sau deloc — a mineralelor de gangă, cît și pentru cazurile cînd au fost asociate cu cîte unul din mineralele de gangă menționate sau cu predominarea unuia din ele.

Astfel, în filoanele în care umplutura este formată din cele patru sulfuri principale (galena, blenda, calcopirita, pirita), cu o slabă participare, sau chiar deloc, a unuia din mineralele de gangă, s-a constatat următoarea ordine de depunere zonară de la pereții filonului spre centru: galena, blenda, calcopirita și pirita. Cînd soluțiile mineralizante au fost sărace în ioni de plumb, blenda este sulfura care cristalizează imediat la prereții filonului. De asemenea pirita și calcopirita pot cristaliza pe pereții filonului, cînd din soluție au lipsit atît ionii de plumb, cît și cei de zinc.

În cadrul filoanelor cu texturi rubanate, în care sulfurile sînt asociate cu unul din mineralele de gangă: cuarț, calcită, ankerit sau baritină ori cu predominarea cantitativă a unui din acestea, pentru fiecare caz al combinațiilor dintre sulfuri și mineralele de gangă menționate ordinea de separare de la pereții filonului este diferită.

Comparînd diferitele tipuri de texturi cu rubanare simetrică a sulfurilor în raport cu mineralele de gangă asociate, cu zăcăminte din aceeași

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 259–271, BUCUREȘTI, 1978

parageneză — sulfuri și minerale de gangă, rezultă că între acestea este o asemănare totală în ceea ce privește fenomenul zonalității geochimice și mineralogice în plan orizontal. Aceasta ar explica formarea lor ca urmare a acelorași procese geochimice și termodinamice.

În cele ce urmează prezentăm diferite tipuri de texturi zonare (rubanate) ale sulfurilor specifice pentru fiecare asociație paragenetică : sulfuri-cuarț, sulfuri-carbonați, sulfuri-sulfați, pe care le paralelizăm cu zăcăminte similare din punctul de vedere al parageneze mineralogice și geochimice.

1. PARAGENEZA SULFURI-CUARȚ

În filoanele cu gangă de cuarț în care sulfurile sînt reprezentate prin galenă, blendă, calcopirită, pirită, care corespund unui singur moment de umplere cu soluții mineralizante a fracturii filoniene („pulsație" S. S. Smirnov , 1955 ; „perioadă de aport" J. Kutina , 1955), se observă următoarea rubanare simetrică a sulfurilor de la pereții filonului spre centru : galenă, urmată de blendă, după care, în partea centrală se separă cuarțul, iar în mijlocul cuarțului pirita și calcopirita (fig. 1). Pirita și calcopirita se

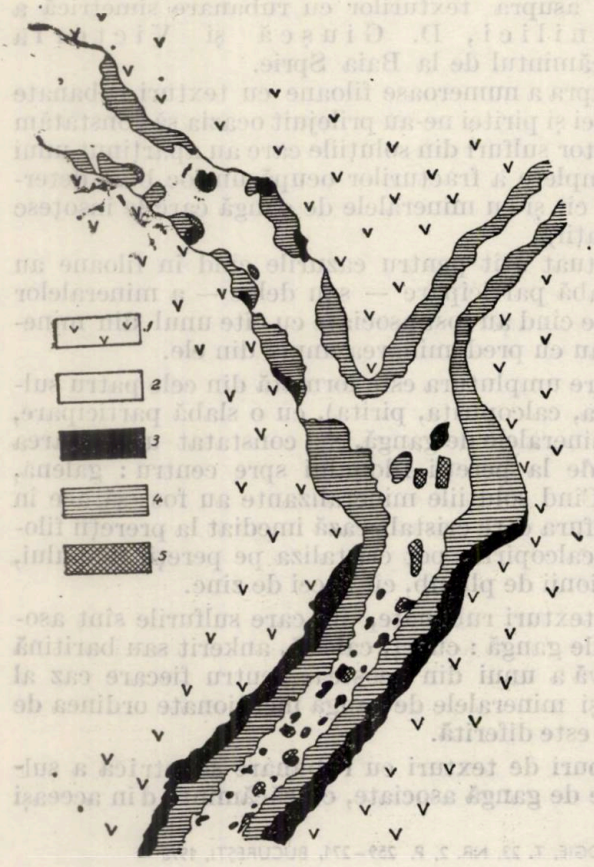


Fig. 1. — Filon de cuarț cu zonalitate simetrică și textură rubanată. Zăcămîntul Cinasîl-Sai Kazahstan, Munții Tian-Șan, U.R.S.S.
1, porfirit ; *2*, cuarț ; *3*, galenă ; *4*, blendă ; *5*, calcopirită

găsesc fie sub formă de cuiburi în partea mediană a filonului de cuarţ (fig. 1), fie sub formă de masă compactă discontinuă (pl. I, fig. 1) sau continuă cu textură compactă (pl. I, fig. 2). Asemenea texturi s-au observat la unele filoane din zăcămîntul Nistru (regiunea Baia Mare), la zăcămîntul Ruschiţa (fig. 2), la zăcămintele Leşu Ursului şi Bălan (pl. I.) şi la zăcămîntul de sulfuri polimetalice, Cinasîl-Sai din Munţii Tian-San, Kazahstan (U.R.S.S.) (fig. 1). Aceste tipuri de texturi au fost, de asemenea, descrise de V. Manilici, D. Giuşcă şi Victoria Stiopol (1965) la zăcămîntul de la Baia Sprie, precum şi de D.O. Ontoev (1962) la zăcămîntul Bukuchinsk (U.R.S.S.).

Studiul microscopic-calcografic arată că limitele dintre benzile de galenă-blendă au caracter sinuos, cu pătrunderi dintr-o parte în alta. De asemenea în zona de limită se găsesc „puncte" izolate de galenă în masa blendei şi invers. Acelaşi caracter sinuos se constată şi între zona de pirită-calcopirită şi masa de cuarţ. Nu s-au constatat diferenţieri zonare între pirită şi calcopirită. Aceste două minerale, preferîndu-se reciproc, împart împreună acelaşi spaţiu, central, în masa cuarţului. V. Manilici, D. Giuşcă şi Victoria Stiopol (1965) au descris, în ramurile cu mineralizaţie de pirită-calcopirită ale filonului principal de la Baia Sprie, texturi cu rubanare simetrică a piritei şi calcopiritei în raport cu cuarţul. Astfel, o parte din pirită prezintă oarecare tendinţă de zonare în jurul benzilor mediane de calcopirită-pirită. De asemenea, blenda împreună cu galena, acolo unde aceste sulfuri există, se dezvoltă la exteriorul benzilor de pirită-calcopirită.

Din numeroase observaţii asupra texturilor cu rubanare simetrică a sulfurilor rezultă că galena preferă vecinătatea cu blenda, dar nu cu calcopirita şi pirita. De asemenea, în cazul paragenezei cu cuarţul, benzile de blendă sînt separate de pirită-calcopirită printr-o bandă de cuarţ.

J. Kutina (1955) menţionează că această ordine de separare a celor patru sulfuri şi caracterul sinuos al limitei dintre galenă, blendă şi

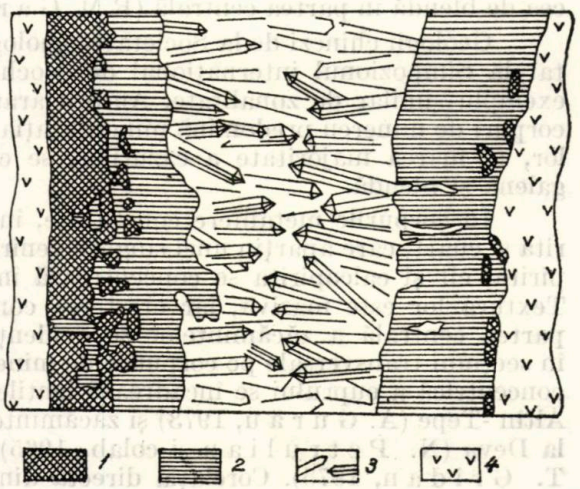


Fig. 2. — Filon de cuarţ cu zonalitate simetrică şi textură rubanată. Zăcămîntul Ruschiţa, Munţii Poiana Ruscă.
1, galenă; *2*, blendă; *3*, cuarţ; *4*, granodiorit.

pirită-calcopirită, cuarț pledează pentru separarea lor din aceeași soluție, care a invadat cavitatea filoniană într-o singură „perioadă de aport". Simetria zonară a depunerilor de blendă și galenă nu este în toate cazurile perfectă (fig. 2), aceasta datorîndu-se, probabil, unor curenți care au agitat temporar sau permanent soluțiile mineralizatoare, dar întotdeauna cantitatea cea mai mare de galenă preferă spațiul de la periferia filonului. Acolo unde soluțiile au fost mai sărace în ioni de plumb și mai bogate în ioni de zinc, blenda este aceea care cristalizează la periferia filonului (fig. 1). De asemenea, pirita împreună cu calcopirita, chiar dacă au lipsit complet ionii de plumb și zinc din soluție, ocupă tot spațiul median al cuarțului (pl. I, fig. 1 și 2) și prezintă, de obicei, textură compactă.

Perioadele de aport repetate, după intervale de timp, cînd cristalizarea mineralelor din perioada (perioadele) anterioare s-au produs, se reflectă, microscopic, prin contacte nete, tranșante, între benzile de sulfuri monominerale.

Această particularitate a distribuției zonare a sulfurilor în filoanele cu grosimi mici, accesibilă observațiilor microscopice, este valabilă și în cazul zăcămintelor de sulfuri polimetalice și cuprifere asociate cu cuarțul.

Astfel, la zăcămîntul Djezkazgan (U.R.S.S.), mineralizația cupriferă, mai bogată, se concentrează, în special, în centrul corpurilor de minereu, în timp ce mineralizația plumbiferă se dispune periferic și foarte dispersat în cadrul zăcămîntului (S.S. Seifiulin, N. N. Nuralin, 1964). În alte cazuri, mineralizația plumbo-zinciferă o înconjură pe cea cupriferă.

La zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Rio Tinto (Spania), minereul este format dintr-o mineralizație compactă, cu granulație fină, constituită din pirită și impregnații de calcopirită, blendă și galenă, ultimele fiind, de obicei, distribuite în părțile laterale ale corpurilor de minereu. Aceste relații se găsesc în unul dintre cele mai mari corpuri de minereu lenticulare — corpul San Dionisio.

Pe cursul superior al fluviului Mississippi se cunosc zăcăminte stratiforme de minereu complex, hidrotermal-metasomatice, localizate în dolomite ordoviciene și în formațiuni cambriene și siluriene. La aceste zăcăminte, mineralizația de galenă este situată la periferia corpurilor, iar cea de blendă în partea centrală (R.M. Garrels, 1941).

Geologii chinezi de la Societatea geologică a Chinei (1963) au prezentat la Simpozionul internațional de geochimie de la Praga — 1963 un exemplu similar de zonalitate. Autorii arată că în zona centrală a unor corpuri de minereu predomină mineralizația de calcopirită, iar la marginea lor, în marea majoritate a cazurilor, se concentrează mineralizația de galenă și blendă.

În corpurile metalifere constituite, în principal, din pirită, calcopirită și cuarț, care aparțin unei singure veniri a soluțiilor hidrotermale, atît pirita, cît și calcopirita se concentrează în partea centrală a corpurilor. Textura lor este masivă, iar creșterea conținutului de cupru și sulf în partea centrală a zăcămintelor se evidențiază prin probări sistematice în secțiuni transversale pe corpurile de minereu. La acest tip de zonalitate concentrică a cuprului se încadrează lentilele de minereu cuprifer de la Altîn-Tepe (A. Gurău, 1973) și zăcămintele de tip porphyry copper de la Deva (N. Petrulian și colab., 1965) și Roșia-Poieni (A. Gurău, T. Gridan, 1975). Corelația directă dintre pirită, calcopirită și cuarț

a fost menţionată de asemenea de geologul V. D o b r a n [1] la zăcămîntul de la Novicior-Novăţ (Carpaţii Orientali). El arată că mineralizaţia cupriferă este cea mai bogată şi totodată mai uniformă în şisturile aparţinînd unui facies cuarţos. Modelul acestei zonalităţi se manifestă chiar şi la scară mai mare în cazul unor cîmpuri miniere. Astfel, P.K. S i m s şi P.B. (jr.) B a r t o n (1962) arată că, în cîmpul minier de la Central City, miezul este format din cuarţ, pirită-calcopirită, tennantit. Zona intermediară, de 0,6—1,2 km, este formată, de asemenea, din mineralele primei zone, la care se adaugă blenda, galena şi enargitul. În zona marginală, a treia, predomină blenda şi galena, iar dintre mineralele de gangă cuarţul, carbonaţii şi baritina.

2. PARAGENEZA SULFURI-CARBONAŢI

În parageneza cu carbonaţii (calcit, siderit, ankerit) s-a observat aceeaşi ordine a succesiunii galenei şi blendei de la pereţii filonului, ca şi în cazul descris mai sus. Pirita şi calcopirita, în schimb, nu mai ocupă spaţiul median al umpluturii filoniene. Aceste două minerale urmează imediat după benzile de blendă, fiind, de asemenea, dispuse simetric de o parte şi de alta a pereţilor filonului, între umplutura carbonatică şi cea de blendă. În aceste cazuri sînt foarte frecvente structurile de dezamestec : blendă-calcopirită, calcopirită-blendă, în zona de limită a celor două sulfuri. Emulsiile de calcopirită predomină în cîmpul blendei pe măsură ce cîmpul microscopului trece de la zona de calcopirită spre cea de blendă. Fenomenul se manifestă şi invers — emulsii de blendă în calcopirită cînd secţiunea se mişcă de la cîmpul ocupat de blendă spre cel ocupat de calcopirită.

În situaţiile cînd în soluţiile carbonatice au lipsit ionii de zinc şi de plumb şi au fost prezenţi numai ionii de cupru şi de fier, pe pereţii filonului s-au depus, simetric, pirita şi calcopirita (pl. II, fig. 1, 2, 3).

Între depunerile de pirită şi calcopirită, în cazul paragenezei cu carbonaţii, nu s-a observat o delimitare tranşantă, sub forma unor benzi distincte, între aceste două minerale. Zonalitatea simetrică a benzilor monominerale, în secţiune transversală pe filon, se manifestă, în general, faţă de conturul dat de pereţii filonului (pl. II şi III) ; dar sînt şi cazuri cînd o parte din sulfuri formează aglomerări în formă de cuiburi spre interiorul spaţiului filonian (pl. III, fig. 1). Frecvenţa cuiburilor şi diseminărilor de pirită-calcopirită în masa filoniană carbonatică se explică şi prin asocierea carbonaţilor cu o cantitate mai redusă de cuarţ. Acest mineral, preferînd spaţiul median al umpluturii filoniene, reţine şi o parte din masa piritei şi calcopiritei.

Dispunerea rubanată, simetrică, a sulfurilor în raport cu carbonaţii a fost evidenţiată atît la scara observaţiilor microscopice şi macroscopice, cît şi la scară megascopică, în cazul unor filoane cu grosimi mari sau corpuri de minereu din zăcăminte. Pentru exemplificare menţionăm filonul Domnişoara din masivul Toroiaga, în care calcita, principalul mineral de gangă,

[1] Rapoarte geologice, arh. M.M.P.G.

ocupă partea centrală a filonului (5—20 cm), iar sulfurile, părţile marginale (pl. III, fig. 1). Aceste relaţii au fost menţionate şi de Livia Steclaci (1962).

De asemenea, în figura 3 se prezintă variaţia conţinutului de cupru în secţiunea transversală pe un filon cu gangă cuarţ-carbonatică de 6 m grosime, în care carbonaţii predomină cantitativ asupra cuarţului. Cele trei curbe de variaţie a cuprului, date de conţinuturile maxime (*a*), minime (*c*) şi medii (*b*), scot clar în evidenţă tendinţa de îmbogăţire a cuprului spre părţile marginale ale filonului.

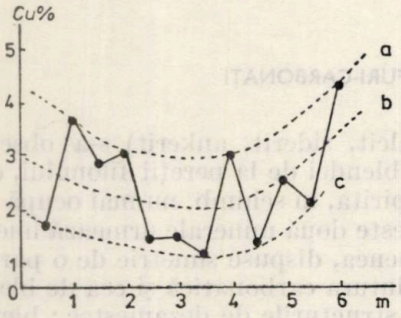


Fig. 3. — Variaţia cuprului în secţiune transversală într-un filon cu gangă de carbonaţi şi subordonat cuarţ. Zăcămîntul Zimbru, laterala 69 dreapta, Munţii Apuseni.

Un caz similar a fost descris de F. Mendelsohn (1961) la zăcămîntul de cupru de la Mufulira (Zambia). Acest autor a menţionat că atît pirita, cît şi calcopirita au o frecvenţă mai mare în părţile laterale ale filoanelor cu gangă cuarţ-carbonatică.

J. Kutina (1955) şi Livia Steclaci (1962) lasă să se înţeleagă şi o tendinţă de separare zonală între calcită, siderită şi ankerit, cînd aceste minerale coexistă ca rezultat al aceleiaşi perioade de aport. Astfel, siderita ocupă părţile marginale faţă de calcită, iar ankeritul preferă părţile centrale ale filonului în raport cu calcita.

3. PARAGENEZA SULFURI-SULFAŢI

În filonaşele cu galenă, blendă, calcopirită, pirită şi gangă de baritină, sulfurile se concentrează în partea mediană a lor, iar baritina în părţile marginale. În această parageneză, sulfurile formează, de obicei, o textură compactă, fără o distribuţie preferenţială a uneia faţă de celelalte. Zonalitatea în plan orizontal se materializează, aşadar, numai între sulfuri şi baritină. Ca exemplu din ţara noastră poate fi citat zăcămîntul filonian de baritină de la Ostra (A. Gurău, F. Tănăsescu, G. Pitulea, 1965).

Această legitate a distribuţiei sulfurilor în raport cu baritina este generală, ea fiind citată de numeroşi autori în diferite regiuni ale lumii. Astfel, K. G. Dunham şi M. G. Dines (1945) au arătat că tendinţa sulfaţilor de bariu de a se separa în părţile marginale ale spaţiului ocupat de sulfuri se manifestă atît în cadrul unor filoane sau strate, cît şi la scară regională. Aceşti autori citează ca exemplu un zăcămînt stratiform de

Fig. 1

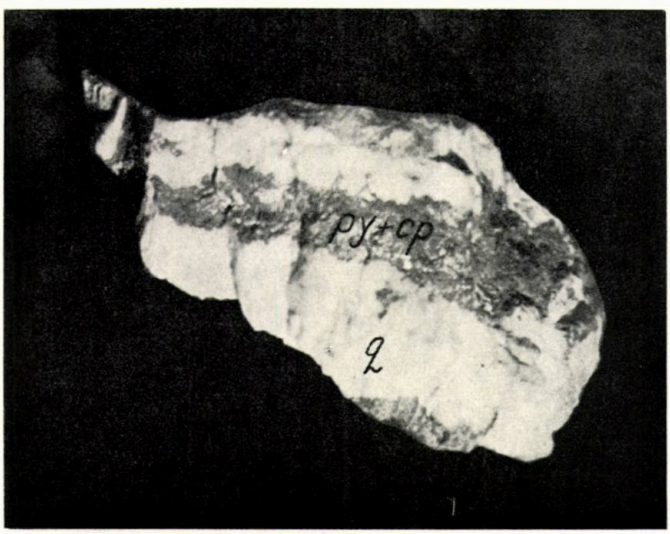


Fig. 2

Pl. I. Filonașe cu cuarț (marginal) și pirită, calcopirită (central) (*q*, cuarț, *py*, pirită ; *cp*, calcopirită).
Fig. 1. — Zăcămîntul Leșu Ursului (1 : 2), Munții Bistriței.
Fig. 2. — Zăcămîntul Bălan (1 : 4), Munții Ciucului.

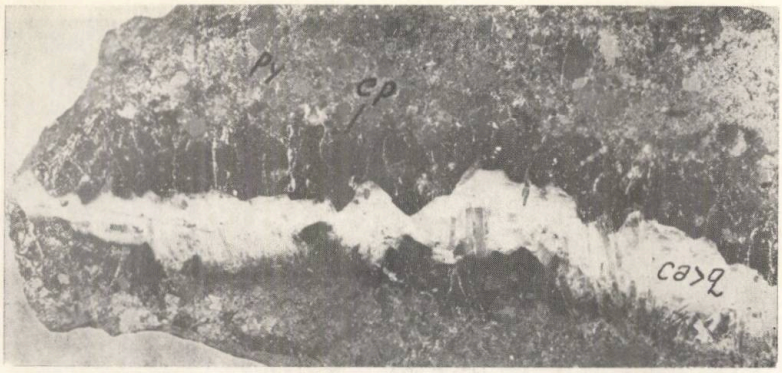


Fig. 1

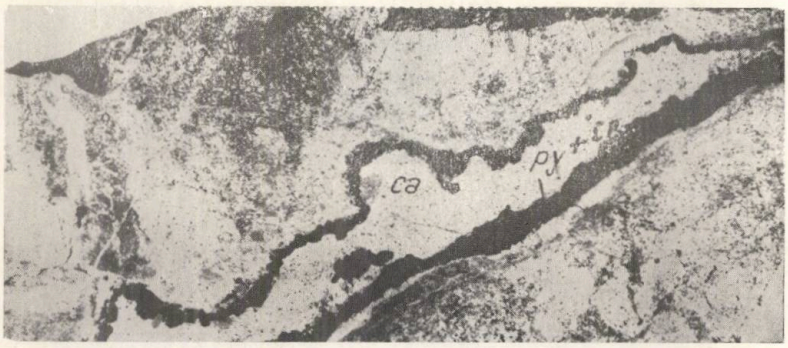


Fig. 2

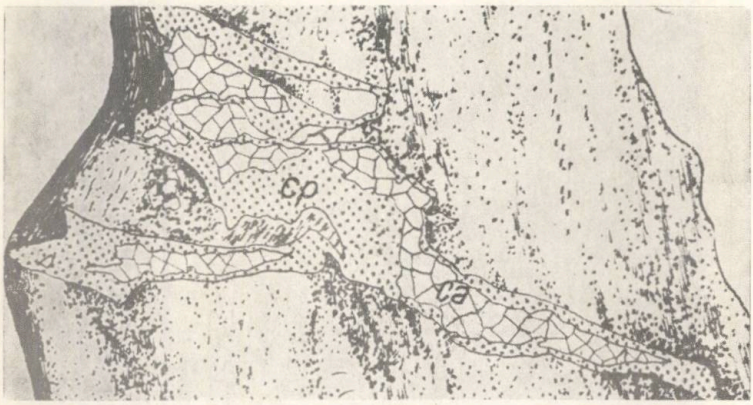
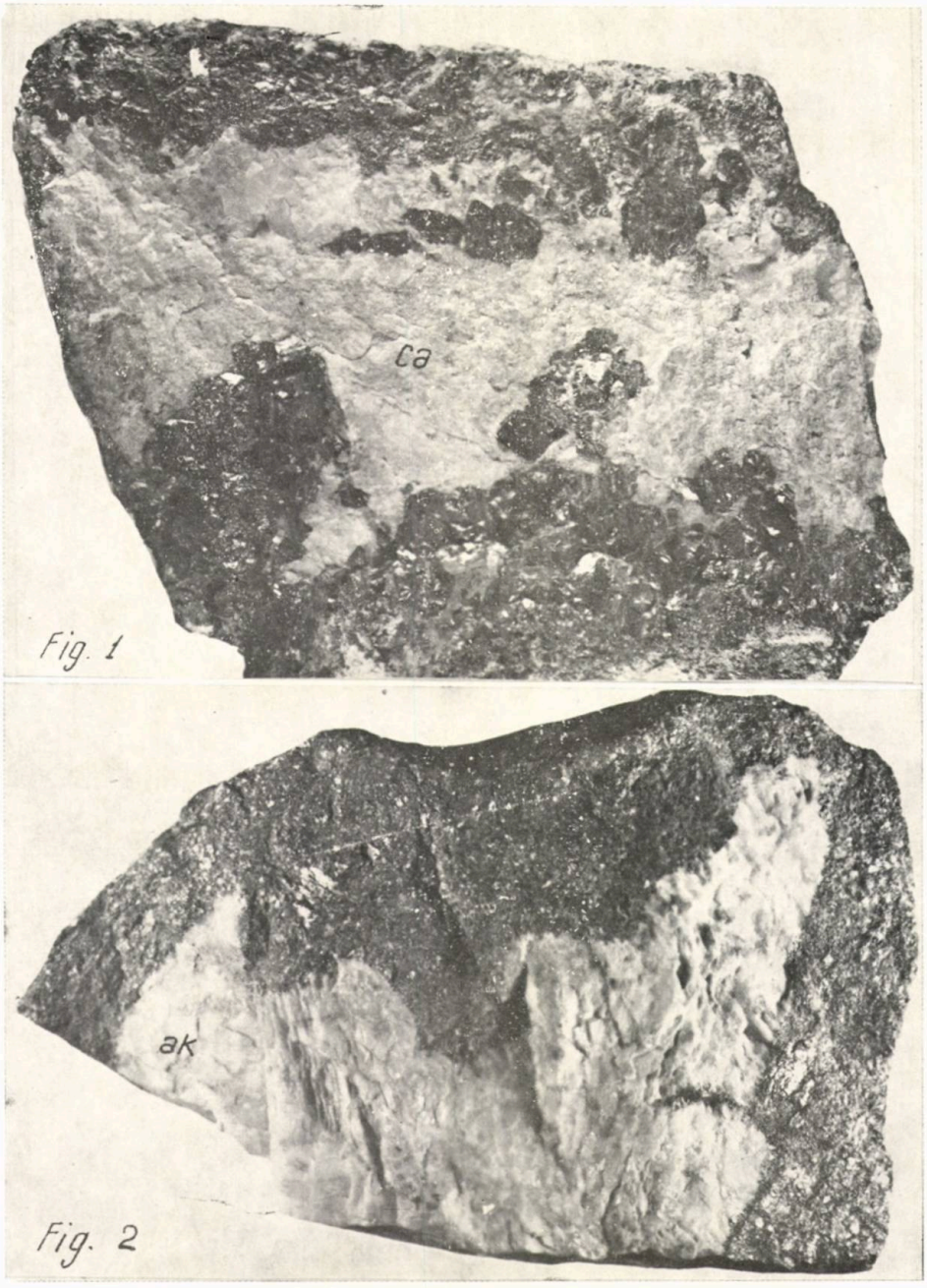


Fig. 3

Pl. II. Filonașe cu textură rubanată cu sulfuri (marginal) și carbonați (central) (*py*, pirită ; *cp*, calcopirită ; *ca*, calcită).
Fig. 1. — Zăcămîntul Bucium Izbita (1 : 2).
Fig. 2. — Carotă ad. 714 m Musariu (1 : 4).
Fig. 3. — Zăcămîntul Bălan (1 : 1).



Pl. III. Texturi rubanate : sulfuri-carbonați (*ca*, calcită ; *ak*, ankerit).
Fig. 1. — Filonul Domnișoara, Munții Maramureșului (marginal calcopirita și blenda, central calcita) (1 : 2).
Fig. 2. — Fragment de filon, Fundu Moldovei (marginal pirită, blendă, galenă, calcopirită ; central ankerit).

plumb, zinc și sulfat de bariu de la Mill Closse (Anglia) și un sistem de filoane în care cele marginale sînt constituite din baritină, iar cele centrale din sulfuri de plumb și zinc. Routhier (1955) menționează cazuri similare la zăcămintele polimetalice de la Meggen-Rammelsberg și Malin—departamentul Gar (Franța).

O. D. Levițki și V. I. Smirnov (1963) au arătat că zonalitatea sulfuri-sulfați se manifestă și în plan vertical. Astfel, multe filoane plumbo-zincifere trec în partea superioară în zăcăminte de baritină, cum sînt cele din Caramazar, Rudnîi Altai, Salair, Kazahstan și Caucaz.

Filoanele de baritină din R.S.S. Gruzină și R.S.S. Azerbaidjană reprezintă exemple tipice de acest fel. De la aproximativ 300—500 m de la suprafață, ele trec în zone de impregnație cu galenă și baritină, iar mai în adîncime apar corpuri bogate de sulfuri polimetalice cum sînt : Apșra, Ciordî, Telnarî (R.S.S. Gruzină) și Ciavdar (R.S.S. Adzerbaidjană).

Cazuri similare de zonalitate regională pe verticală se cunosc, de asemenea, la zăcămintele din Maroc (Tizi N'Resse), iar la noi în țară, în Dobrogea la Somova (V. Ianovici și colab., 1957; A. Gurău, T. Gridan, 1975).

CONDIȚIILE GENETICE DE FORMARE A TEXTURILOR RUBANATE

Astăzi se știe că zonalitatea zăcămintelor metalifere este rezultatul unor procese complexe datorate eliberării succesive din magmă a soluțiilor, diferențierii chimice a elementelor, concentrației și chimismului soluțiilor, temperaturii de cristalizare, presiunii, naturii rocilor înconjurătoare etc. În sensul celor spuse, texturile cu rubanare simetrică a sulfurilor și mineralelor de gangă trebuie privite ca o reflectare a fenomenului zonalității. Zonalitatea transversală a sulfurilor metalice în filoane și în corpurile de minereu presupune că rolul determinant l-a avut diferențierea chimică a elementelor în spațiul structural ocupat de soluțiile mineralizante. Acest fenomen s-a manifestat prin migrarea diferențiată a elementelor în plan transversal pe direcția filonului.

Dispunerea zonară simetrică a sulfurilor, cu formarea texturilor rubanate, este influențată de sarcina electrică și de mărimea razelor ionice ale elementelor (V. M. Goldschmidt, 1933), de mărimea coeficienților energetici ai elementelor și mineralelor (Ec-urile) și de asociațiile paragenetice (paragenii) ale mineralelor (A. E. Fersman, 1934). Așa se explică faptul că elementele cu rază ionică mare și sarcină electrică negativă rămîn mai multă vreme în soluție, iar cele cu rază ionică mai mică și sarcină electrică pozitivă cristalizează mai repede, trecînd în fază solidă.

În cazul sulfurilor metalice, de exemplu, sulful este bivalent cu sarcină electrică negativă și cu raza ionică efectivă mai mare în comparație cu a sulfului hexavalent din sulfați, în care sarcina electrică este pozitivă și raza ionică mică. Aceasta explică de ce, în zăcămintele de sulfuri metalice asociate cu sulfat de bariu, sulfurile se concentrează în partea centrală a corpurilor de baritină. Sulfurile au rămas mai mult vreme în soluție, în timp ce sulfatul de bariu a cristalizat în primele momente, începînd de la periferie spre centru.

După A.E. Fersman (1934), într-o soluție sulfuroasă, naturală, în curs de răcire, unde alături de anionii de sulf se găsesc cationi de molibden, staniu, fier, cupru, plumb, mercur, ordinea de cristalizare este direct proporțională cu ordinea micșorării energiei rețelelor cristaline ale mineralelor respective (ordinea descreșterii Ec-urilor) și valorii paragenilor (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Coeficienții energetici și paragenii unor minerale

Mineralul	Ec-ul	Paragenul
Molibdenitul	3,9	2 766
Casiteritul	3,7	2 813
Wolframitul	3,5	—
Mispichelul	3,5	—
Pirita	2,9	1 132
Scheelitul	2,0	—
Calcopirita	2,4	1 311
Blenda	1,7	858
Galena	1,4	717
Calcita	1,3	648
Fluorina	0,9	617
Stibina	0,7	—
Baritina	0,7	520
Cinabru	0,7	832

Tabelul nr. 2

Volumul molar și duritatea unor minerale

Minereul	Volumul molar	Duritatea
Pirita	14,0	6—6,5
Calcopirita	43,9	3—4
Blenda	28,6	3—4
Galena	32,0	2—3
Calcita	37	3
Clorit	197	3

A. A. Saukov (1954) explică această abatere prin faptul că Hg nu se găsește în soluție în stare ionică simplă, ci sub forma unor săruri complexe de tipul HgS și Na_2S. După H. Ramberg (1952), ordinea de cristalizare a mineralelor este invers proporțională cu mărimea volumului lor molar și direct proporțională cu duritatea (tabelul nr. 2).

Se observă și în cazul acesta o excepție la calcopirită, care, deși are un volum molar mai mare ca al blendei, galenei și calcitei, ar cristaliza, după H. Ramberg, înaintea lor.

A. G. Betehtin (1955) a arătat că regimul sulfului și al oxigenului în soluțiile hidrotermale este un factor important, care influențează succesiunea de formare a sulfurilor și oxizilor. Astfel, pirita, care are un anion dublu de sulf $(S_2)^{2-}$, ar cristaliza în condițiile unui mediu mai oxidant și mai timpuriu decît pirotina, galena, blenda, care au anioni simpli de S^{2-}. Aceste sulfuri se formează într-un mediu mai reducător. Anionul dublu de sulf $(S_2)^{2-}$ are un grad de oxidare mai mare decît anionul simplu S^{-2}.

A. B. Edwards (1947) subliniază faptul că în practica chimică și metalurgică s-a constatat că la început se separă acele combinații care degajă cea mai mare cantitate de căldură. Această regulă s-ar putea accepta, arată el, și în situația răcirii unor soluții mineralizante. O excepție fundamentală, arată A. B. Edwards, o constituie sulfurile de fier, ale căror energii libere de formare se plasează după zinc, în ordinea de cristalizare și chiar la temperaturi mai ridicate. În cele mai multe cazuri, depunerile încep cu sulfurile, care au structuri de tipul piritei și marcasitei, ca de exemplu arsenopirita sau lollingitul.

W. H. Emmons (1936) a arătat că în cazurile cînd soluțiile fierbinți cu concentrații ridicate în anumiți componenți minerali întîlnesc medii răcite, cristalizarea are loc în ordinea inversă a solubilității lor. După Ch. F. Park (1958), sulfurile de cupru și fier cu solubilitate mare se

separă în partea centrală a zonei mineralizate, iar cele mai puțin solubile, ca de exemplu cinabrul, la periferie. În mod analog, galena se separă, de obicei, la distanțe mai mari de partea centrală a zonei mineralizate, iar blenda, care este mai solubilă, urmează după depunerea galenei, spre interior.

Unele excepții privind ordinea de separare a blendei și galenei ar fi, după I. P. C u z m i n a (1961), în funcție de temperatură. La temperaturi mai mari de 300°, întîi se separă blenda și ulterior galena, iar la temperaturi sub 300° se separă galena înaintea blendei. Totuși, așa cum s-a arătat în prima parte a lucrării, ordinea de separare a sulfurilor în cadrul texturilor cu simetrie rubanată, provenite din aceeași soluție mineralizantă, se respectă, în toate cazurile, numai în sensul : galenă, blendă, calcopirită, pirită. Probabil că ordinea inversă de depunere a unor sulfuri, față de cea menționată, trebuie explicată prin apartenența acestora la diferite pulsații (perioade de aport).

Din analiza datelor de observație și din prelucrarea materialelor bibliografice rezultă, ca o concluzie, faptul că ordinea de depunere a sulfurilor, din aceeași soluție, este invers proporțională cu gradul de solubilitate al mineralelor, duritatea lor, valoarea Ec-urilor și a parageniilor și inversat direct proporțională cu volumul lor.

Parageneza mineralogică a sulfurilor metalice cu minerale de gangă specifice are și o semnificație practică, în sensul că ne informează asupra distribuției lor spațiale în raport cu mineralele de gangă. În felul acesta, studiul parageneze sulfuri-minerale de gangă poate oferi un argument eficace în orientarea lucrărilor de prospecțiune și explorare geologică, cu importanță deosebită în alegerea metodelor de probare.

CONCLUZII

Studiile efectuate asupra texturilor cu rubanare simetrică, zonară a sulfurilor (galenă, blendă, calcopirită, pirită) și mineralelor de gangă (cuarț, carbonați, sulfați) au evidențiat faptul că aceste minerale respectă o anumită ordine de separare în timp și ocupă un spațiu bine determinat în cadrul filoanelor, atunci cînd aparțin aceluiași moment de mineralizare (generație, perioadă de aport, pulsație).

Ordinea de depunere și spațiul pe care-l ocupă sulfurile în cadrul texturilor rubanate sînt și în funcție de natura mineralelor de gangă cu care sînt asociate. S-au putut separa, astfel, texturi rubanate specifice parageneze lor : sulfuri-cuarț, sulfuri-carbonați, sulfuri-sulfați, ca de exemplu :

1. Parageneza sulfuri-cuarț

În această parageneză texturile respectă următoarea succesiune zonară de la centru spre pereții filonului : pirită-calcopirită, cuarț, blendă, galenă ;

2. Parageneza sulfuri-carbonați

În centru se separă carbonații, după care urmează pirita, calcopirita, blenda, galena.

În aceste două tipuri paragenetice de texturi zonare s-a constatat că pe pereții filonului poate cristaliza direct blenda, atunci cînd din soluția sulfuroasă a generației respective au lipsit cationii plumbului. Calcopirita, de asemenea poate cristaliza pe pereții filonului cînd soluția sulfuroasă a fost săracă sau au lipsit complet cationii plumbului și zincului. Limitele dintre galenă-blendă, blendă-calcopirită sînt sinuoase cînd benzile de sulfuri au cristalizat din soluția sulfuroasă a aceleiași generații. În vecinătatea contactelor, de o parte și alta a lor se formează emulsiile unui nineral în celălalt. Contactele nete dintre benzile de sulfuri și lipsa granulelor unei sulfuri în cîmpul celorlalte, vecine cu ea, sînt indicii ale succesiunii a două sau mai multe generații de sulfuri. În aceste situații, ordinea de separare a sulfurilor în spațiu, specifică soluțiilor dintr-o singură generație (perioadă de aport) nu este obligatorie.

3. Parageneza sulfuri-sulfați

În cadrul filoanelor cu baritină și sulfuri, care aparțin aceluiași moment de umplere a spațiului filonian, deci de aceeași generație, zonalitatea în plan orizontal se materializează prin dispunerea baritinei pe pereții filoanelor, iar a sulfurilor nediferențiate, în partea lor mediană. Sulfurile în cadrul acestei parageneze mineralogice, ca și pirita și calcopirita în asociație cu cuarțul formează texturi compacte. J. K u t i n a (1957) clasifică acest tip al zonalității sulfurilor în grupa zonalităților monoascendente.

Această particularitate a distribuției simetrice și zonare a sulfurilor în raport cu mineralele de gangă a fost evidențiată atît la scara observațiilor microscopice și macroscopice, cît și la scară megascopică în cazul corpurilor de minereu, a zăcămintelor sau chiar a cîmpurilor miniere. Caracterul general al fenomenului zonalității monoascendente a sulfurilor în raport cu mineralele de gangă s-ar datora acelorași procese geochimice și termodinamice. Din prelucrarea datelor de observație și studierea unui bogat material bibliografic, rezultă, ca o concluzie generală, faptul că ordinea de separare a sulfurilor metalice din soluția care aparține aceluiași moment de mineralizare (generație, perioadă de aport) este invers proporțională cu gradul de solubilitate, mărimea coeficienților energetici (Ec-urile), paragenii, duritatea și direct proporțional cu volumul molar al mineralelor. Evidențierea relațiilor texturale ale principalelor sulfuri de cupru, plumb, zinc și fier, în raport cu cuarțul, carbonații și sulfații, din aceeași perioadă de aport a soluțiilor, are și o importanță practică. Astfel, după cum s-a constatat din analiza comparativă a texturilor menționate cu zăcăminte ce prezintă aceeași parageneză mineralogică, cuarțul concentrează mineralizația de calcopirită și pirită și o dispersează pe cea de galenă și blendă. Carbonații au tendința de a dispersa mineralizațiile de sulfuri, acestea migrează spre periferia filoanelor, ca și galena și blenda în parageneză cu cuarțul. În sfîrșit, sulfații, mineralul principal—baritina, au tendința de a concentra toate sulfurile spre centrul spațiilor structurale ocupat de baritină. În felul acesta, studiul paragenezei sulfuri-minerale de gangă poate oferi un argument eficace în orientarea lucrărilor de prospecțiune și explorare geologică, cu importanță deosebită în alegerea metodelor de probare.

DIE GENETISCHE BEDEUTUNG DER SYMMETRISCHEN STREIFENTEXTUR DER SULFIDE UND DER GANGMINERALEN

ZUSAMMENFASSUNG

Die Forschungen von Verezungen monoaszendenter Metallsulfide, verbunden mit Gangmineralen (Quarz, Karbonate oder Sulfate), haben eine gewisse Reihenfolge in ihrer Ablagerung, in Zeit und Raum, angewiesen. In den Erzgängen widerspiegelt sich diese Reihenfolge durch gestreifte Texturen mit Zonensymmetrie der Sulfide (Bleiglanz, Blende, Chalkopyrit), im Verhältnis zu den oben angeführten Gangmineralen.

Man konnte so symmetrisch-gestreifte Texturen unterscheiden, die für verschiedene Paragenesen spezifisch sind : Sulfide-Quarz, Sulfide-Karbonate, Sulfide-Sulfate.

In der Paragenese Sulfide-Quarz, erfolgt die Ablagerung in folgender Reihengfolge, von den Wänden des Erzganges nach Innen : Bleiganz, Blende und in der Mitte Pyrit und Chalkopyrit.

Die Paragenese Sulfide-Karbonate widerspiegelt sich durch die Ablagerungvon Chalkopyrit-Pyrit gleich nach der Ablagerung der Blende, welche nach der des Bleiglanzes erfolgt. De Karbonate, u.zw. das Kalzit oder das Ankerit, largen sich im Mittelteil des Erzganges ab.

In der Paragenese Sulfide-Sulfate (das Briumsulfat) materialisiert sich die Streifentextur durch die symmetrische Querzonalität des Schwerspates (Baryt) an den Wänden der Erzgänge und die der nichtdifferenzierten Sulfide in deren Mittelteil. Die Sulfide bilden inmitten dieser Paragenese kompakte Texturen, so wie im Falle der Paragenese von Pyrit und Ghalkopyrit mit Quarz.

Diese Besonderheit — der symmetrischen Querzonalität der Sulfide im Verhältnis zu den Gangmineralen — wurde sowohl in mikroskopischen Beobachtungen, als auch in megaskopischen Beobachturgen der Erzkörper, der Lagerungen oder der Lagerstätten mit monoaszendenten Vererzungen, festgestellt.

Nach der Verabeitung einer großen Anzahl von Beobachtungsdaten und nach dem Studieren von vielen Literaturangaben, ist als eine allgemeine Schlußfolgerung hervorgegangen, daß die Reihenfolge der Ablagerung der Metallsulfide in den monoaszendentenErzgängen oder Lagerstätten, umgekehrt proportional ist mit dem Löslichkeitsgrad der Sulfide, mit der Größe der Energiekoeffizienten (Ec), mit den Paragenien und ihren Molekularvolumen.

Die Beobachtungen über die Reihenfolge der Ablagerung der Metallsulfide im Verhältnis zu den Gangmineralen, haben auch eine praktische Bedeutung in der Prospektierung und im Abbau der monoaszendenten Lagerstätten und in der Auswahl der Probierungsmethoden. So z. B. hat man festgestellt, daß die Quarzgange das Kupfererz konzentriert und das Zink- und Bleierz zerstreut. Die Karbonate haben die Tendenz alle Sulfide zu zerstreuen. Diese migrieren gegen die Außenwände der Erzgänge oder

der Lagerstätten. Dei Sulfide, die mit Barytgange in Verbindung sind, konzentrieren sich gegen die Mitte der Strukturalräume: Erzgänge, Erzkörper, Lagerstätten.

BIBLIOGRAFIE

Betehtin A.G. (1955), *Ghidrotermamie rastvorî ih priroda u profesî rudoobrazovania* în *Osnovnie problemî izucenia magmatoghennih rudnih mestorojdenii*, ed. a II-a, Iz-vo Akad. Nauk CCCR, Moskva.

Cuzmina I.P. (1961), *Experimentalnoe izucenie obrazovania PbS i ZnS v vodnih hloristih solei*, Gheol. rudn. Mest., **1**, Moskva.

Dunham K. C., Dines M.G. (1945), *Barium minerals in England and Wales*, Geol. surv. art-time Pamphlet, **46**, Londra.

Edwards A.B. (1947), *Testures of the ore minerals*, Austral. Inst. min. and met.

Emmons W.H. (1936), *Hipogenezoning in metalliferous bodies*, Report of the XVI sesion intern. geol. Congres 1936, **1**, 417—432.

Fersman A.E. (1934), *Gheohimia*, **II**. ONTI, Iz-vo Goshimizdat, Moskva.

Garrels R.M. (1941), *The Mississippi Valley tipe lead-zinc deposits and the problem of mineral zoning*, Econ. Geol. **36**, 729—744.

Goldschmidt V.M. (1933). *Zakonî assoţiaţii mineralov s tocichi zrenia pravila fazsbornic*, în *Osnovnie idei gheohimii*, 1, Iz-vo Goshimtehizdat, Leningrad.

Gurău A. (1973), *Zonalitatea geochimică a elementelor majore în zăcămîntul de sulfuri metalice şi magnetită de la Altîn-Tepe (Dobrogea centrală)*, D.S. Inst. Geol., **LI**, *2*, 5—38.

Gurău A., Tănăsescu Fl., Pitulea G. (1965), *Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra*, D.S. Inst. geol. **LI**, *1*. (1963—1964). 365—384.

Gurău A., Gridan T. (1975), *Contribuţii la cunoaşterea microtectonicii şi genezei zăcămîntului de sulfuri polimetalice şi de baritină de la Cortelu- Somova (Dobrogea de nord)*, D.S. Inst. geol. geof., **LX**, *2*, 3—21.

Gurău A., Gridan T., Glavaţki I., Hutini T. (1975), *Structural-Genetical Considerations on the Roşia-Poieni Copper Ore Deposits*, D.S. Inst. geol. geof., **LX**, *2*, (1973—1974), 24—39.

Ianovici V., Giuşcă D., Stiopol Victoria, Bacalu V. (1957), *Studiul mineralizaţiilor din zăcămintele de baritină şi sulfuri metalice în regiunea Somova*, Anal. Univ. C.I. Parhon, **15**, 149.

Kutina J. (1955), *Genetische Diskussion der Makrotexturen Geochemische Unterschung des Adalbert-Hauptganges in Pribram*, Chemie d. Erde, **17**, *4*, 241—323.
— (1957), *Acontribution to the classification of zoning in ore veins* Univ. Carol., Geol. **3**, 197—225.

Leviţki O.D., Smirnov V.I. (1963), *Ispolzovanie ghipoghenoi zonalnosti pri poiscah skritih rudnih tel ghidrotermalnovo proishojdenia, in Voprosî izucenia i metodi poiskov skritovo o rudenenia*, 273—283, Iz-vo Gosnaucitehizdat, Moskva.

Manilici V., Giuşcă D., Victoria Stiopol (1965), *Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia* Mare), Mem **VII**, Inst. geol.

Mendelsohn F. (1961), *The geology of the northern Rhodesian Copperbelt*, Ed. Macdonald, London,

Ontoev D.O. (1962) *Ob Usloviah formirovania necotorih rudnih jil*, Jurnal Gheologhia rudnih mestorojdenii, *3*, Iz. Akad. Nauk. SSSR, Moskva.

Park Ch. F. (1958), *Teoria zonalnosti rudnih mestorajdenii*, în: *Problemi rudnih mestorojdenii*, p. 207—225, Iz-vo IL, Moskva.

Petrulian N., Steclaci Livia, Sandu D., Oroveanu Florica (1965), *Studiul mineralogic geochimic şi genetic al zăcămîntului cuprifer de la Deva*, St. cerc. geol, geofiz., geogr., Seria geologie., **10**, *1*.

Ramberg H. (1952), *The origin of metamorphe and metasomatic rocks*, University of Chicago, Chicago, **37**.

Routthier P. (1964), *Les gisements métallifères*, **1**, Edit. Masson, Paris.

Saucov A.A. (1954), *Geochimia*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Seifiulin S.S., Nuralin N.N. (1964), *Gheologo-structurnie uslovia formirovnaia mestorojdenia Djezcazgana*, Iz-vo Nauka, Alma-Ata.

SIMS P.K., BARTON P.B. (Jr) (1962), *Hipogene zoning and ore genesis Central City district Colorade Petrog rafic Studies*, Honor A.F. Buddington s.1. Geol. Soc. Amer, 373—395.

SMIRNOV S.S. (1955), *K voprosu o zonalnosti rudnih mestorojdenii, Izbrannie trudi*, Iz-va Akad. Nauk CCCR, p. 134—143, Moskva.

SPURR I.E. (1922), *The zonal theory of ore deposition*, Eng. Min. J. press., **113,** *12*, 489.

STECLACI LIVIA (1962), *Studiul mineralogic şi geochimic al regiunii Toroiaga-Baia Borşa*, Edit. Acad. R.P.R., 131—240, Bucureşti.

* * * Geological Society of China (1963), *Influence of the geologic structures and of the character of Country rocks on the primary zoning formation in deposits, symposium problems of postmagmatic ore deposition*, **I,** 38—41, Praga.

Primit în redacţie la
3 martie 1977

*Intreprinderea geologică de prospecţiuni
pentru substanţe minerale solide*

RESURSE DE MINERALE UTILE SOLIDE ÎN DOBROGEA DE NORD

DE

VASILE BACALU, GHEORGHE MARTINOF

INTRODUCERE

Alături de celelalte provincii istorice ale țării noastre, Dobrogea, pămîntul cuprins între Dunăre și Mare, a cunoscut în ultimele decenii de dezvoltare socialistă a țării impresionante realizări și transformări în toate domeniile de activitate. Unul dintre acestea, în care Dobrogea a obținut mari succese cu efecte directe în dezvoltarea economică a regiunii și îmbunătățirea vieții locuitorilor ei, este domeniul cercetărilor geologice puse în slujba dezvoltării industriei miniere.

Din punct de vedere geologic, Dobrogea este cea mai complexă regiune a țării. Pe drept cuvînt ea este socotită de specialiști drept un muzeu geologic natural.

ÎNCEPUTURILE CERCETĂRILOR GEOLOGICE DIN DOBROGEA

Despre cercetările geologice sistematice există documente din ultima sută de ani. Prima monografie geologică a Dobrogei aparține lui K. Peters, care în 1867 publică la Viena observațiile și cercetările sale din Dobrogea. Lui K. Peters i-au urmat K. Redlich, Ir. Toula, E. Suess etc., care au adus contribuții prețioase la cunoașterea geologiei Dobrogei.

La sfîrșitul secolului al XIX-lea Dobrogea intră în atenția lui G. M. Murgoci, a cărui copilărie este strîns legată de meleagurile Măcinului, unde s-a născut.

Concomitent sau ulterior lui G. M. Murgoci, o seamă de geologi au continuat cercetările în această regiune, prezentînd observațiile și concluziile lor în numeroase publicații, care constituie materialul de bază pentru cercetările geologice fundamentale ce au survenit mai tîrziu. Printre aceștia se remarcă L. Mrazec, S. A. Atanasiu, D. Rotman, I. Popescu-Voinești, D. Cădere, Radu Pascu, Gh. Macovei, M. Savul, V. Ianovici, Al. Codarcea, D. Giușcă și alții, care au adus prețioase contribuții la cunoașterea geologiei diferitelor zone studiate în Dobrogea.

Este demn de remarcat faptul că studiile geologice efectuate de la sfîrșitul secolului al XIX-lea și pînă la mijlocul secolului al XX-lea au avut un pronunțat caracter teoretic. În perioada respectivă, cercetările cu un scop distinct economic, prin care să se descopere substanțe minerale utile

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 273–282, BUCUREȘTI, 1978

necesare dezvoltării unor industrii, au ocupat un loc secundar. Aşa se explică faptul că în Dobrogea se cunosc prea puţine date cu privire la valorificarea bogăţiilor miniere înainte de 23 August 1944.

ZĂCĂMINTE DE MINEREURI METALIFERE CUNOSCUTE ŞI EXPLOATATE ÎNAINTE DE 23 AUGUST 1944

La sfîrşitul secolului al XIX-lea — inginerul român R a d u P a s c u a iniţiat primele cercetări geologice cu caracter economic, cu care ocazie a descoperit zăcămîntul de pirită cupriferă de la Altîn-Tepe (1897).

Datele toponimice şi povestirile localnicilor demonstrează că zăcămîntul de la Altîn-Tepe a fost cunoscut încă din vremuri mai vechi. După descoperirea lui, acest zăcămînt a fost multă vreme lăsat pe plan secundar, din cauza lipsei unor căi de comunicaţii ieftine pe care să se transporte minereul. Exploatarea minereului s-a făcut în trecut pentru extragerea sulfului necesar la fabricarea acidului sulfuric la Valea Călugărească. Din 1956, minereul de la Altîn-Tepe este folosit la fabricarea acidului sulfuric în uzinele de la Năvodari.

Rezervele de pirită cupriferă destul de limitate au fost exploatate în cea mai mare parte, atît înainte, cît şi după cel de-al doilea război mondial, astfel încît potenţialul zăcămîntului scăzuse în mod considerabil, unii specialişti prevăzînd epuizarea lui în cîţiva ani[1].

În afara piritei cuprifere de la Altîn-Tepe, în Dobrogea s-au exploatat în trecut şi alte substanţe minerale destinate construcţiilor de drumuri şi şosele sau fabricării varului. Printre exploatările mai vechi se numără carierele de granit de la Iacobdeal, Greci, Măcin, carierele de calcare de la Nicolae Bălcescu (Başchioi), Somova, Cîrjelari, precum şi carierele de porfire de la Camena etc.

SITUAŢIA CERCETĂRILOR GEOLOGICE ŞI A VALORIFICĂRII RESURSELOR MINIERE ALE DOBROGEI DUPĂ 23 AUGUST 1944

În anul 1950 a luat fiinţă Comitetul geologic însărcinat cu coordonarea activităţii geologice, de pe întreg cuprinsul ţării.

În aceste împrejurări, cercetările geologice din Dobrogea au căpătat un pronunţat caracter economic, în sensul descoperirii şi punerii în valoare a zăcămintelor de substanţe minerale utile existente în subsolul acestei regiuni. Dobrogea a devenit un vast şantier de explorări geologice, descoperindu-se o seamă de zăcăminte de minereuri feroase, neferoase, substanţe minerale utile de mare valoare şi de care economia naţională are nevoie. În ultimele decenii, în Dobrogea de nord s-au pus bazele unei puternice industrii miniere prin darea în exploatare a unor noi rezerve de minereuri sau substanţe minerale utile şi prin înfiinţarea a încă două mari exploatări miniere de importanţă republicană, la Somova şi Mahmudia.

[1] IPROMIN, *Studiu tehnico-economic pentru exploatarea Altîn-Tepe pe perioada 1966—1970*, Simbol 76—89/1965.

RESURSE DE MINERALE UTILE SOLIDE ÎN DOBROGEA DE NORD

A. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI FEROASE

Zăcămîntul de fier de la Iulia. La cca 30 km SV de Tulcea, în jurul dealului Consul, cercetările geologice inițiate de fostul Comitet geologic, la sesizarea localnicilor, au pus în evidență un important zăcămînt de minereu de fier. Mici iviri de minereu la suprafață au fost observate de M. S a v u l încă din anul 1936.

Prospecțiunile geofizice din 1951 (ing. Șt. A i r i n e i) au demonstrat existența unei anomalii magnetice pe o lungime de peste 2 km. Cercetările geologice cu foraje și lucrări miniere desfășurate între 1951 și 1975 (V. B a c a l u) au pus în evidență un important zăcămînt de minereu de fier, care este format din mai multe corpuri lenticulare situate începînd de la suprafață și pînă la o adîncime de circa 350 m. Ele au lungimi de sute de metri și grosimi de zeci de metri. Acumulări de fier sub formă de filoane se găsesc la NV de Iulia, în dealul Carapelit. Acestea sînt localizate în șisturile argiloase violacee din formațiunea de Carapelit. Apariții de minereu de fier sînt vizibile și în dealurile Lozova în zona Florești (fostă Islam Geaferca) pînă în Hamcearca, precum și în zona Cerna.

Diabazele din regiunea Niculițel. În diabazele care acoperă suprafețe de zeci de kilometri pătrați, de la Somova pînă dincolo de Niculițel, se observă zone în care roca, în general de culoare verzuie, prezintă porțiuni cu nuanțe negricioase-roșcate. În aceste diabaze se observă cristale de magnetit diseminate în masa rocii. Analiza chimică a unor probe colectate din asemenea zone au dat conținuturi de 10 — 11% Fe. Prospecțiuni magnetometrice efectuate pe diabazele din zona Niculițel au pus în evidență numeroase anomalii cu valori de 500 pînă la 3 000.

Faptul că masele de diabaze afloreză pe zeci de kilometri pătrați, că sînt situate la 10—15 km de Dunăre și că progresul tehnic de concentrare a minereurilor sărace în Fe este din ce în ce mai evident sînt argumente ce vin în sprijinul ideii de a se da importanța cuvenită în viitor diabazelor cu magnetită diseminată în masa acestora.

B. ZĂCĂMINTE DE MINEREURI NEFEROASE

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Somova (dealul Cortelu). În anul 1952, cu ocazia prospecțiunilor geologice efectuate în zona Somova — Mineri (fostă Cîșla), V. Ba c a l u [2] a descoperit un important zăcămînt de Pb — Zn și Cu, situat în dealul Cortelu, cu conținuturi importante în componenți utili.

Zăcămîntul este apropiat de suprafață, prezentînd condiții ușoare de exploatare. Suprafața zăcămîntului acoperă mai multe mii de metri pătrați. Prezentînd o mare importanță economică, rezervele de sulfuri polimetalice au intrat în exploatare intensivă în 1970, fiind prelucrate în Uzina de flotație construită la Somova.

---

[2] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.

În zona Somova, la est şi vest de dealul Cortelu,există perspectiva de a se descoperi noi rezerve de sulfuri polimetalice localizate în calcarele triasice.

Rezultate importante au şi fost obţinute în dealul Movila Săpată, unde se execută lucrări miniere pentru conturarea rezervelor unor acumulări de sulfuri, detectate mai întîi cu foraje şi recent cu lucrări miniere, propuse şi susţinute de autori.

Perspectivele pentru descoperirea unor noi rezerve de sulfuri complexe mai există şi în profunzime, atît în cadrul porfirelor cuarţifere din fundament, cît şi al calcarelor triasice în zona lor de contact, fapt observat în forajele de referinţă care s-au executat la sud şi est de Somova.

Zăcămîntul de carbonaţi de Pb-Zn-Cu de la Mineri (Cîşla). În anul 1953, pe Dealul Carierei din sudul comunei Mineri (Cîşla), V. B a c a l u[3] a descoperit un zăcămînt de carbonaţi de Pb-Zn-Cu (ceruzit, schmitzonit şi malachit). Zăcămîntul este localizat în calcarele cenuşii. Mineralizaţia este, în parte, vizibilă la suprafaţă sub forma unei zone de exidaţie cu conţinuturi ridicate în Pb-Zn-Cu. Lucrările de cercetare au condus la conturarea unor importante rezerve de minereuri, care urmează a fi valorificate în Uzina de preparare de la Somova.

Noi lentile de pirită cupriferă la sud-est de mina Altîn-Tepe. Zăcămîntul de pirită cupriferă din dealul Altîn-Tepe este localizat în şisturile cloritosericitoase, situate în partea de sud-vest a anticlinalului Fîntîna Mare (fost Başpunar) — Altîn-Tepe, şi este constituit din mai multe lentile de minereu cuprifer compact. Lentilele se afundă spre sud-est cu o înclinare de 35—40°. În trecut au fost cunoscute 4 lentile principale, care au constituit obiectul exploatării Altîn-Tepe. Adîncimea maximă pînă unde acestea au fost cunoscute a fost de 360—400 m. La această adîncime lentila principală se părea că se subţiază şi dispare. Pe baza unor foraje de adîncime (1 200 m) executate în zona de sud-est a minei Altîn-Tepe (V. B a c a l u şi colab.)[4] au fost interceptate noi lentile de pirită compactă şi şisturi impregnate cu calcopirită (1967), avînd conţinuturi importante de sulf şi cupru, cu rezerve de minereu care asigură continuitatea exploatării minei Altîn-Tepe mai multe decenii.

În zona Altîn-Tepe mai există perspective de a se descoperi noi rezerve de minereu cuprifer atît în adîncime,cît şi spre sud-est de actualele lentile descoperite.

Zăcămîntul de minereu cuprifer de la Ceamurlia de Sus. Rezultate pozitive au fost obţinute deja în zona comunei Ceamurlia de Sus, unde, cu foraje şi un puţ minier proiectat de autor, a fost interceptată o interesantă acumulare de minereu cuprifer sub forma unei volburi, situată în şisturile verzi, la o adîncime de 150—250 m. Lucrările miniere de exploatare în curs de execuţie demonstrează că zăcămîntul se dezvoltă în adîncime.

Filoanele de cuarţ cu cupru şi fier de la Balabancea. În dealul Amzalîi, la vest de comuna Balabancea, aflorează 3 filoane de cuarţ cu lungimi de zeci de metri la sute de metri şi grosimi de 0,5 — 2,00 m. Ele au direcţia NV-SE şi înclinarea de 75—80° spre NE. La suprafaţă sînt vizibile nume-

[3] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.
[4] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.

roase cruste de malachit, dispuse pe fisuri. Cîteva foraje înclinate au verificat extinderea în adîncime a acestor filoane pînă la peste 200 m. Analizele chimice efectuate au arătat că ele au conținuturi medii de Cu și Fe.

În regiune există perspective de a se pune în evidență noi filoane de cuarț cu oligist și calcopirită, atît prin lucrări de prospecțiune, cît și cu lucrări miniere de suprafață sau foraje. Valorificarea lor viitoare este legată de dezvoltarea industriei miniere în Dobrogea de nord cu precădere în zona Iulia—Cerna.

Mineralizația de cupru de la Camena—Movila Goală. În porfirele cuarțifere din dealul Movila Goală, la sud-est de satul Camena, au fost observate la suprafață eflorescențe de malachit dispuse pe unele fisuri ale rocii sau pe planele de dislocație, mai ales la contactul dintre porfire și șisturile argiloase violacee din formațiunea de Carapelit. Urmărind la suprafață acest contact pe direcția nord-est, mineralizația se observă pe lungimi de sute de metri, avînd întreruperi pe distanțe de metri sau zeci de metri. Grosimea zonei mineralizate variază între 0,5 și cîțiva metri. În adîncime mineralizația de cupru sub forma de carbonați se extinde pînă la cîțiva zeci de metri, cu tendința de subțiere și dispariție.

C. METALE RARE ȘI DISPERSE

Zăcămintele de nisipuri cu minerale grele de pe litoralul Mării Negre, între brațele Chilia, Sfîntul Gheorghe și grindul Chituc. Cercetările geologice efectuate în Delta Dunării înainte de 1964 (A. P r i c ă j a n) și cele efectuate după 1964 (V. B a c a l u și colab.) au condus la depistarea și conturarea unor mari rezerve de nisipuri care au în componența lor minerale grele, ca : ilmenit, zircon, rutil, granați și altele.

Cele mai importante zone de nisipuri se găsesc pe grindul Sărăturile la nord de localitatea Sfîntu Gheorghe. Acestea se întind pe mulți kilometri pînă la Sulina, precum și spre sud, pînă aproape de capul Midia.

Alte perimetre cu acumulări principale de nisipuri cu minerale grele se găsesc la : sud de plaja Sulina ; grindul Perișor, la sud de satul Sfîntu Gheorghe ; grindul Chituc ; grindul Letea între C. A. Rosetti și Cardon.

Pe baza unor lucrări de foraj și miniere, precum și a unui număr mare de probe și analize, s-au conturat importante rezerve de nisipuri care au conținuturi ridicate în minerale grele. Dintre acestea, cel mai important este ilmenitul, căruia i se adaugă rutilul, zirconul, magnetitul și granații. Mineralele grele enumerate au o mare căutare în diferite ramuri industriale.

Nisipurile cu minerale grele din ostrovurile Dunării lîngă Galați. În urma prospecțiunilor efectuate în anul 1966—1967, V. B a c a l u a sesizat în nisipurile din ostrovurile Dunării din amonte și aval de orașul Galați existența mineralelor grele de tipul ilmenitului, zirconului, rutilului, magnetitei etc.

Ostrovurile au lungimi de cîțiva kilometri. După separarea mineralelor grele, nisipul cuarțos ce rămîne se poate sorta pe clase granulometrice pentru a fi folosit în turnătorie, în cadrul Combinatului siderurgic de la Galați.

Completa asemănare a acestor nisipuri cu cele de pe litoralul Mării Negre a condus la concluzia că mineralele grele sînt aduse de Dunăre din bazinul său superior și mijlociu prin afluenții săi.

D. ZĂCĂMINTE DE SUBSTANȚE NEMETALIFERE

Zăcămintele de baritină din regiunea Somova—Tulcea. La vest de orașul Tulcea și la sud de comuna Somova, pe dealul Cortelu, V. Bacalu [5] a descoperit în anul 1952 cel mai mare zăcămînt de baritină metasomatică din țară. Două filoane mai importante de baritină au fost sesizate de M. Savul la sud de Mineri (Cîșla) (1951). Zăcămintele de baritină sînt localizate în calcarele cenușii triasice.

În perioada 1953—1958 s-au pus în evidență încă un număr de zăcăminte de baritină sub formă de lentile sau filoane situate în dealurile Bechir, Muchia lui Slave, Marca, Malcoci și Bogza de la vest de Tulcea. Prin descoperirea și punerea în valoare a zăcămintelor de la Somova—Tulcea, România a încetat să mai importe baritină.

Zăcămintele de cuarțite din regiunea Cerna—Măcin. În cadrul formațiunilor geologice de vîrstă paleozoic inferioară, supuse unor intense procese de metamorfism regional, au luat naștere importante zăcăminte de cuarțite din zona Cerna — Măcin. Cuarțitele au forma unor corpuri lenticulare cu dimensiuni diferite, prinse în masa șisturilor sericito-cloritoase, verzui de aceeași vîrstă. Lungimea lor variază de la cîțiva zeci de metri pînă la cîteva sute de metri. Poziția corpurilor de cuarțite este în general verticală. Extinderea lor în adîncime depășește 200 m. Cele mai importante corpuri de cuarțite se găsesc în dealul Piatra Cernei, la circa 1 km sud-est de Cerna.

Pe baza rezervelor de cuarțite din regiunea Cerna—Măcin, în 1974 s-a construit Fabrica de feroaliaje de la Tulcea, care împreună cu Uzina de alumină constituie pivoți ai unor importante ramuri industriale ce se dezvoltă cu repeziciune în Dobrogea de nord, alături de industria minieră.

Zăcămîntul de caolin de la Măcin. La circa 5 km est de orașul Măcin, în dealurile Vițelaru și Cheia, se găsesc aflorimente de caolin, cunoscute de localnici cu multe decenii în urmă. Primele însemnări despre existența caolinului de la Măcin aparțin lui Șt. Cantuniari (1912).

Zăcămîntul din dealurile Cheia și Vițelaru a luat naștere prin alterarea hidrotermală a unor filoane de porfire cuarțifere.

CALCARELE SIDERURGICE

Zăcămintele de la Mahmudia—Murighiol. La circa 5 km sud-est de comuna Mahmudia și de Brațul Sfîntul Gheorghe se găsesc mari depozite de calcare cenușii de vîrstă triasică, vizibile în crestele cîtorva dealuri, dintre care mai importante sînt Hîrtop, Caeracul Rotund, Caeracul Mare, Caeracel, Duna și Dunavăț.

Prin construirea Combinatului siderurgic de la Galați, Dobrogea a oferit un cîmp de cercetare pentru găsirea unor depozite de calcare de bună calitate, care să servească ca fondant pentru producerea fontei și a varului necesar la elaborarea oțelului în cuptoarele Siemens—Martin.

Primele cercetări au condus la concluzii negative. În anul 1961, V. Bacalu a sesizat calitatea corespunzătoare a calcarelor de la Mahmudia pentru industria siderurgică și metalurgică, insistînd pentru cer-

[5] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.

cetarea și valorificarea lor la Combinatul de la Galați. Pe baza rezervelor care au fost conturate, a calității corespunzătoare a acestora, la Mahmudia, pe malul brațului Sfîntu Gheorghe, s-a construit primul port minier din Delta Dunării. Din 1968 la Mahmudia s-a deschis una din cele mai mari cariere din țară, din care se scot anual milioane de tone calcar care este transportat pe benzi de 5,5 km lungime direct în portul Mahmudia și apoi cu șlepurile pînă la Combinatul siderurgic de la Galați.

Zăcămintele de calcare de la Tulcea. Dealurile de la sud de Tulcea sînt constituite din calcare cenușii triasice, care pot constitui materia primă pentru o viitoare fabrică de ciment. Ca adaos la elaborarea cimentului se vor putea folosi importantele cantități de loess ce acoperă, în parte, dealurile de calcar.

Zăcămintele de dolomită din nordul Dobrogei. Cu ocazia cercetărilor efectuate pentru calcare în regiunea Mahmudia (1961), V. Bacalu[6] a descoperit la vest de dealul Caeracul Mare un zăcămînt de dolomită de culoare albă.

Studiile făcute ulterior au condus la concluzia că valorificarea zăcămîntului de dolomită este posibilă la Combinatul siderurgic de la Galați, din aceasta putîndu-se confecționa căptușelile bazice la furnale și convertizoare.

Zăcăminte de dolomită asemănătoare au fost cercetate și în dealul Imalac, la 9 km sud-est de Tulcea, în dealul Sepelgen, la 3 km sud de satul Nicolae Bălcescu, în dealurile Cazalgic Bair și Ceatal Bair, de la est de localitatea Mihail Kogălniceanu.

ZĂCĂMINTE DE MARMURĂ ȘI ROCI ORNAMENTALE

Zăcămîntul de marmură din Dealul Pleșuv—Cerna. La circa 5 km V NV de comuna Cerna, în Dealul Pleșuv, V. Bacalu (1960)[7] a sesizat prezența unor calcare marmoreene de culoare albă și alb-cenușie. Aceasta aflorează pe o lungime de peste 1 km și o lățime de cîteva sute metri. Aspectul microcristalin al rocii, culoarea albă sau cenușie albicioasă, compactitatea și rezistența la șoc sînt calități demne de luat în seamă pentru folosirea calcarelor din Dealul Pleșuv în industria materialelor de construcții, la mozaicul alb sau cenușiu.

Zăcămintele de calcar marmorean de la Agighiol. În zona comunei Agighiol, dealurile situate la sud și est de această localitate sînt constituite din calcare marmoreene roșcate sau divers colorate, dispuse în bancuri groase de 0,50 m pînă la 1,5 m. Calcarele sînt foarte compacte și prezintă fisuri umplute cu calcit alb sau diferit colorat. Calcarele pot fi exploatate în carieră, pentru obținerea de blocuri. Acestea pot fi tăiate în plăci, care prin șlefuire obțin un aspect coloristic excepțional, putînd servi la ornamentarea clădirilor, piețelor sau a altor construcții.

Zăcămîntul de calcar marmorean de la Nicolae Bălcescu. În apropierea comunei Nicolae Bălcescu, pe malul rîului Taița, V. Bacalu

[6] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.
[7] Rapoarte geologice, arh. I.F.L.G.S.

a sesizat în 1962 un afloriment important de calcare marmoreene roșii de vîrstă triasică cu dese diaclaze de calcită albă cu aspect breciform, care prin tăiere și șlefuire au dat plăci ornamentale de o frumusețe remarcabilă.

Calcarele marmoreene de la Mahmudia. În dealurile Caerace de la Mahmudia sînt prezente bancuri de calcare marmoreene de vîrstă triasică de culoare cenușie sau roșie cu o venatură paralelă constituită din filonașe de calcită albă, care după șlefuire dau rocii un aspect coloristic deosebit. Alteori, bancurile de calcare prezintă geode umplute concentric cu calcită diferit colorată care dau aceleași frumoase efecte coloristice. Cu ocazia exploatării calcarelor siderurgice din dealurile Caerace, este posibil a se da o atenție și zonelor laterale cu calcare marmoreene de tipul celor descrise mai sus.

ALTE ZĂCĂMINTE DE ROCI ORNAMENTALE PENTRU CONSTRUCȚII

În Dobrogea de nord au mai fost depistate și alte zone de calcare policrome sau alte roci diferit colorate care pot fi exploatate și valorificate în industria materialelor de construcții. Astfel, la Niculițel se găsesc calcare negre cu diaclaze de calcită albă, iar în zona Somova—Parcheș calcarul prezintă nuanțe mai cenușii. Tot în zona comunei Niculițel—Meidanchioi se găsesc diabaze, roci vulcanice de culoare verzuie cu nuanțe roșcate sau negricioase, brăzdate cu vinișoare de calcită, ce pot fi tăiate în blocuri și plăci ornamentale, care, prin șlefuire, dau un aspect coloristic deosebit.

De asemenea în dealul Cortelu—Somova, la contactul de vest și sud a zăcămîntului de baritină cu porfirul cuarțifer, se găsesc zone de calcare albe-cenușii recristalizate. Din aceste zone pot rezulta blocuri compacte, ce pot fi tăiate în plăci ornamentale care prin șlefuire prezintă frumoase efecte coloristice.

Zăcămîntul de granite policolore de la Atmagea. În dealul Sacar Bair, în apropiere de comuna Atmagea, jud. Tulcea, prin lucrările geologice efectuate (1968) s-au conturat rezerve de granite roșu-violacee și cu alte nuanțe, care se pot exploata la zi și din care se pot confecționa plăci ornamentale. Prin calitățile tehnice și culoarea frumoasă a rocii, granitul se aseamănă într-o bună măsură cu cel de la Rapakiwi (Peninsula Scandinavică).

Noi sorturi de granite cu nuanțe coloristice atractive pot fi valorificate în carierele de granite de la Greci și Pricopan. De asemenea în regiunea Camena, la NE de Altîn-Tepe, există mari rezerve de porfir cuarțifer roșcat cu nuanțe uneori violacee, din care se pot obține blocuri pentru construcții sau pentru plăci ornamentale.

Zăcămîntul de nisipuri cuarțoase de la Caraorman (Delta Dunării). Pe grindul Caraorman, cercetările geologice au condus la conturarea unor importante rezerve de nisipuri cuarțoase. Deși conținutul în SiO_2 este ridicat, calitatea nisipului este afectată de prezența fragmentelor de cochilii care măresc conținutul în oxid de calciu, dăunător în industria sticlei și industria metalurgică. Pentru îndepărtarea acestuia, s-au făcut

încercări de flotație a nisipului, cu rezultate bune, așa încît s-a obținut nisip de calitatea I conform STAS 5609/1966, spre a fi folosit în industria metalurgică și industria sticlei.

PERSPECTIVE PENTRU NOI ZĂCĂMINTE ÎN DOBROGEA DE NORD

Cercetările geologice întreprinse în Dobrogea în ultimele decenii, cu toate succesele obținute, nu au epuizat posibilitățile de a pune în evidență toate bogățiile miniere ale Dobrogei. Există certitudinea că Dobrogea de nord mai posedă numeroase alte zăcăminte de substanțe minerale utile. Pentru a le descoperi, geologii vor trebui să țină seama de nevoile economiei naționale, de progresul tehnic atins pe plan național și mondial, pentru a aplica cu optimism și cele mai înaintate și eficiente metode de cercetare geologică, în stare să conducă în mod sigur la îndeplinirea acestei nobile sarcini.

GISEMENTS DE MINÉRAUX UTILES EN DOBROGEA DU NORD

RÉSUMÉ

Les auteurs font un bref historique des recherches géologiques effectuées dans la Dobrogea du Nord avant le 23 Août 1944, ainsi que de celles effectuées les dernières 3 décennies, en mettant en évidence le caractère économique imprimé à ces recherches.

Suite à une intense activité de prospection et d'exploration géologique en Dobrogea du Nord ont été découverts des gisements de substances à valeur économique, dont on présente quelques données caractéristiques.

L'article contient des appréciations sur les perspectives de l'avenir concernant les richesses minérales et les possibilités de mise en valeur de toutes les richesses de la Dobrogea du Nord.

BIBLIOGRAFIE

BACALU V. (1974), *Bogățiile miniere ale Dobrogei, descoperite în cei 30 de ani de la eliberarea patriei noastre (1944—1974)*, Comunicare „Colocviul Deltei" Dunării, Tulcea, rev. Peuce.

— *Tulcea*, Com Stat Geol., Secțiunea de comunicări geologice I.G.E,X., I.

BACALU V,, CODARCEA V. (1968), *Studiul geologic al formațiunilor cu baritină din regiunea Marca—Tulcea*, Com. Stat Geol., Secțiunea de comunicări geologice I.G.E.X,. I.

CANTUNIARI ȘT. (1912), *Comunicare asupra filoanelor caolinizate de la Movila Măcinului*, D.S. Inst. geol. Rom.

GIUȘCĂ D., BACALU V., POPESCU I.C. (1967), *Studiul mineralogic al zonei de oxidație a zăcământului de sulfuri polimetalice de la Somova — Cișla*, Anal. Univ. București, Secția geologie-geografie, 1.

IANOVICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL VICTORIA, BACALU V. (1957), *Studiul mineralizației din zăcămintele de baritină și sulfuri metalice din regiunea Somova*, Anal. Univ. București, Secția geologie-geografie, *15*.

MURGOCI GH. (1912), *Studii geologice în Dobrogea de nord*, An. Inst. Geol. Rom.

MUTIHAC V. (1964), *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei de nord*, An.Com. geol., **XXXIV**, *1*.

PASCU R. (1904), *Studii geologice și miniere în județul Tulcea*, București.

SAVUL M. (1932), *Erupțiile de diabaze din nordul Dobrogei*, D.S. Inst. geol. Rom., **XVIII** (1929—1930).

— (1935), *Porphyres quartzifères de la région de Meidanchioi — Consul (Dobrogea du Nord)*, C.R. Inst. Géol. Roum, **XX** (1931—1932)

Primit în redacție
la 3 aprilie 1978

Întreprinderea de foraj și lucrări geologice speciale, București

TENTATIVĂ DE CLASIFICARE A UNITĂȚILOR LITOSTRATIGRAFICE ALE OLIGOCENULUI SUPERIOR DIN REGIUNEA CLUJ (NV-UL TRANSILVANIEI) ÎN LUMINA RECOMANDĂRILOR GHIDULUI INTERNAȚIONAL DE CLASIFICARE, TERMINOLOGIE ȘI UZ STRATIGRAFIC

DE

VICTOR MOISESCU

Într-o lucrare anterioară (1978) am prezentat clasificarea unităților litostratigrafice ale oligocenului inferior și mediu din regiunea Cluj, în lumina recomandărilor ghidului internațional de clasificare, terminologie și uz stratigrafic. În lucrarea de față vom încerca această operație și pentru unitățile litostratigrafice ale oligocenului superior, respectiv ale egerianului. A fost posibilă separarea numai a unei singure formațiuni, care se poate divide în 7 subformațiuni (= 7 membri) (tabelul nr. 1), fiecare cu caracteristicile ei proprii. Dintre acestea, subformațiunea bazală (cea de Dîmbu Trifului) revine rupelianului, iar subformațiunea de Dîncu—Tămașa se situează la limita dintre oligocenul mediu și cel superior. Cum subformațiunea de Dîmbu Trifului este prezentată într-o lucrare anterioară, vom caracteriza acum pe celelalte 6 subformațiuni (fig. 1).

I. SUBFORMAȚIUNEA DE DÎNCU—TĂMAȘA (MARNO-ȘISTOASĂ CU CĂRBUNI)

1. Denumirea : provine de la cele două localități Dîncu și Tămașa din bazinul văii Almașului, între care se dezvoltă cel mai complet.

2. Caracterizarea litologică generală. Subformațiunea de Dîncu—Tămașa este constituită predominant dintr-o succesiune de marne și șisturi argiloase, între care se intercalează două strate de cărbuni.

3. Considerente de ordin istoric. Depozitele care alcătuiesc această subformațiune se situează la partea superioară a stratelor de Ticu sensu K o c h, 1883. De fapt, cînd K o c h a definit stratele de Ticu a avut în vedere în primul rînd tocmai aceste depozite.

4. Stratotipul a fost stabilit în versantul drept al văii Dîncului (V. M o i s e s c u, 1975, p. 112, pl. XIX, C, 1—25). El reprezintă subformațiunea în întregime ; este atît un stratotip-unitate, cît și un stratotip de limită inferioară și superioară, deoarece definește și cele două limite cu unitățile litostratografice încadrante. Ca hipostratotipuri pot fi considerate profilele de pe valea Berecoaia (1975, p. 103, fig. 5, A—D), de la Sînpaul (p. 112, fig. 6) și de la Tămașa (p. 116, fig. 7).

5. Descrierea stratotipului (ca și a hipostratotipurilor) este prezentată în mod detaliat în lucrarea din 1975 (p. 102, pl. XIX, A, 1—2 ; p. 104,

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 283—290, BUCUREȘTI, 1978

Tabelul nr. 1

Schema unităţilor litostratigrafice ale oligocenului superior din regiunea Cluj (nord-vestul Transilvaniei)

Unităţi geocronologice şi cronostratigrafice			Unităţi litostratigrafice		Unităţi litostratigrafice după A. Koch (1883,1984)
Perioadă sau sistem	epocă sau serie	vîrstă sau etaj	formaţiune	subformaţiune (= membru)	
Neogen	miocen	eggenburgian	formaţiune marină nedeterminată	subformaţiunea de Coruş (grezoasă)	
Paleogenul superior	oligocenul superior (O_3)	egerian	Formaţiunea argilo-grezoasă cu cărbuni de Topa-Zimbor (formaţiune salmastro-continentală)	subformaţiunea de Dealu Cotului (grezo-cărbunoasă)	strate de Sînmihai sensu Koch (1883)
				subformaţiunea de Sîncraiu Almaşului (argiloasă)	
				subformaţiunea de Cubleşu (grezo-cărbunoasă)	strate de Zimbor sensu Koch (1883)
				subformaţiunea de Cuzăplac (argilo-grezoasă)	
				subformaţiunea de Cetate (grezoasă)	strate de Cetate sensu Koch (1894)
				subformaţiunea de Dîncu-Tămaşa (marno-şistoasă cu cărbuni)	strate de Ticu sensu Koch (1883) (partim)

fig. 5, A—D; pl. XIX, B, 1—19; p. 113, fig. 6, stratele 1—22; p. 116, fig. 7, A, 1—3; B, 1—4; C, 1; pl. XIX, C, 1—25). Este fosilifer, conținînd forme de moluște, ostracode, resturi de pești, de mamifere și de plante (1975, p. 107, tab. 15; p. 109, tab. 16; p. 111, tab. 17; p. 114, tab. 18; p. 118, tab. 19; p. 120, tab. 20).

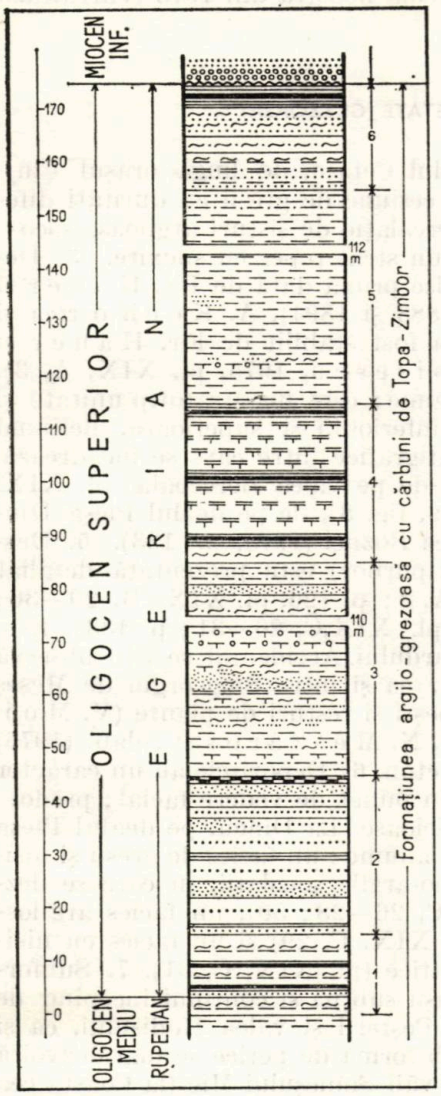


Fig. 1. — Coloana litostratigrafică sintetică a formațiunii de Topa-Zimbor (regiunea Cluj, nord-vestul Transilvaniei).

1, Subformațiunea de Dîncu-Tămașa (marno-șistoasă cu cărbuni); *2*, subformațiunea de Cetate (grezoasă); *3*, subformațiunea de Cuzăplac (argilo-grezoasă); *4*, subformațiunea de Cubleșu (grezo-cărbunoasă); *5*, subformațiunea de Sîncraiu Almașului (argiloasă); *6*, subformațiunea de Dealul Cotului (grezo-cărbunoasă).

6. Caracterul depozitelor; faciesuri. Depozitele care constituie această subformațiune reprezintă o succesiune de faciesuri salmastre și dulcicol-oligohaline. Se deosebește o alternanță de faciesuri marno-argiloase (1975, pl. XIX, A, 1; B, 1—6; 11—12; C, 1; 13; 25) cu faciesuri argilo-marnoase șistoase cu cărbuni și intercalații de gresii cochilifere (pl. XIX, A, 2; B, 7—10; 13—19; C, 2—12; 14—14).

7. Întinderea unității prezentate. Se dezvoltă sub forma unei benzi subțiri, dar continui, începînd de la Baciu pînă la Dîncu. Sub formă de petice se observă pe dealul Cetății de lîngă Cluj-Napoca, pe valea Brădișor, în împrejurimile localității Tămașa, în versantul drept al văii Cetății de la Almașu, ca și în versantul drept al văii Băbiului în dreptul dealului Rapou (V. Moisescu, 1975, pl. XV).

8. Variații de grosime și relații stratigrafice. Subformațiunea are o grosime ce variază de la 2,25—2,50 m pe dealul Cetății, la 5,50 m pe valea Berecoaia și la 17 m la Dîncu (1975, pl. XV). Se găsește în continuitate de sedimentare cu unitățile litostratigrafice între care se încadrează. În versantul stîng al văii Agrijului nu-și mai face apariția, subformațiunea de Cetate, supraiacentă, venind în contact direct cu subformațiunea de Dîmbu Trifului.

9. Vîrsta. Faunele de moluște și de mamifere pe care le conține, prin comparație cu faunele existente în depozite similare, exterioare Bazi-

nului Transilvaniei, atestă vîrsta rupelian-egeriană a acestei subformațiuni. Așa după cum am mai precizat, ea ocupă partea superioară a stratelor de Ticu sensu Koch, 1883. În schema noastră din 1975 echivalează cu stratele de Dîncu—Tămașa.

II. SUBFORMAȚIUNEA DE CETATE (GREZOASĂ) *

1. Denumirea provine de la dealul Cetate, de lîngă orașul Cluj-Napoca. 2. Este constituită dintr-o succesiune de gresii cu durități diferite. Cuprinde la partea mediană o intercalație de șisturi argiloase șocolatii cu solzi de *Meletta;* se încheie cu un strat reper cu silexite. 3. Depozitele care o alcătuiesc au fost descrise prima dată de Fr. Hauer și G. Stache în 1863. Mai tîrziu (în 1883 și 1894), A. Koch o reia și totodată o redefinește. 4. Stratotipul a fost stabilit de Fr. Hauer și G. Stache pe dealul Cetate (V. Moisescu, 1975, pl. XIX, A, 3). El reprezintă subformațiunea în întregime; este un stratotip-unitate și în același timp un stratotip de limită inferioară și superioară, definind și cele două limite cu unitățile litostratigrafice între care se încadrează. Ca hipostratotipuri se pot da profilele de pe valea Berecoaia (pl. XIX, B, 20—36), de la Cornești (1975, p. 129, fig. 8), de pe dealul Pleșa Dîncului (pl. XIX, C, 26—31) și de pe valea Boznei (1975, p. 133). 5. Descrierea stratotipului (ca și a hipostratotipurilor) este prezentată detaliat în lucrarea din 1975 (p. 125, pl. XIX, A, 3; p. 126, pl. XIX, B, 20—36; p. 128, fig. 8, stratele 1—15; p. 129, pl. XIX,C, 26—31; p. 133). Este fosilifer între dealul Cetății și valea Șardului. Accidental se mai observă lentidii pe dealul Rapou de la Almașu, ca și între Sîngeorgiu de Meseș și Bozna. Conține moluște, resturi de pești și resturi de plante (V. Moisescu, 1975, p. 136, tab. 21). Recent, N. Mészáros și colab. (1975) pune în evidență și forme de nannoplancton. 6. Depozitele au un caracter salmastru. Sînt în general monotone din punct de vedere facial; predomină net faciesul de gresii friabile, albicioase. La Dîncu, pe dealul Pleșa Dîncului se disting însă trei faciesuri, și anume : un facies de gresii și nisipuri albicioase cu intercalații de marno-argile șocolatii, în care se dezvoltă un strat de cărbune (pl. XIX, C, 26—28; 30), un facies argilos-pseudodisodilic cu solzi de *Meletta* (pl. XIX, C, 29) și un facies cu nisipuri și gresii grosiere, microconglomeratice (pl. XIX, C, 31). 7. Subformațiunea se dezvoltă sub forma unei fîșii subțiri și continui începînd de la Baciu pînă la Fildu de Sus, valea Peșterii și valea Hodișului, ca și în versantul stîng al văii Agrijului. Sub formă de petice se mai dezvoltă pe dealul Cetate, în versantul drept al văii Someșului Mic (la Coasta cea Mare), pe valea Brădișor, între valea Cetății și valea Fildurilor, ca și pe vîrful Cetății, dintre valea Firzei și valea Fildurilor (V. Moisescu, 1975, pl. XV). 8. Are o grosime ce variază de la 20—25 m pe dealul Cetate, la 30 m în versantul drept al văii Dîncului și la 50—60 m în dealul Rapou de la Almașu. Se găsește în raporturi de continuitate în sedimentare cu unitățile litologice cu care se învecinează. În versantul stîng al văii Agrijului vine în contact direct cu subformațiunea de Dîmbu Tri-

* Subtitlurile mici vor fi redate mai departe numai prin cifrele 1 la 9.

fului, cea de Dîncu—Tămaşa lipsind. 9. Faunele de moluşte pe care le conţine nu sînt suficient de concludente în ceea ce priveşte vîrsta depozitelor. Indici pentru vîrsta rupelian-egeriană ne-a furnizat subformaţiunea subiacentă. Din aceste motive noi am considerat subformaţiunea de Cetate ca fiind egerian inferioară. N. Mészáros şi colab. (1975, p. 217) o încadrează pe bază de nannoplancton la rupelianul superior-chattianul bazal. Corespunde stratelor de Cetate sensu Hauer şi Stache, 1863. În schema noastră din 1975 echivalează cu stratele de Cetate; treimea superioară a acesteia corespunde gresiei de Bozna.

III. SUBFORMAŢIUNEA DE CUZĂPLAC (ARGILO-GREZOASĂ)

1. Denumirea provine de la localitatea Cuzăplac unde se dezvoltă cel mai complet. 2. Este constituită predominant din argile roşiatice cu pietrişuri şi intercalaţii de gresii. 3. Depozitele acestei subformaţiuni au fost descrise de A. Koch în 1883 sub denumirea de strate de Zimbor. În 1894, definind stratele de Cetate din bazinul văii Almaşului, A. Koch ataşează gresiei de Cetate cu o grosime normală de 25—30 m pachetul de argile roşiatice cu pietrişuri din acoperiş de peste 100 m grosime. Noi am considerat că argilele roşiatice cu pietrişuri, împreună cu gresiile de la Cuzăplac, pe care autorul de mai sus le ia ca bază în delimitarea stratelor de Zimbor, formează o unitate litostratigrafică cartabilă, denumită strate de Cuzăplac (V. Moisescu, 1975, p. 138). 4. Stratotipul a fost stabilit de noi în versantul stîng al văii Almaşului, pe pîrîul Tiaga, în aval de Cuzăplac (1975, pl. XIX, B). Este un stratotip-unitate; nu reprezintă subformaţiunea în totalitatea ei, dar poate fi întregit cu două hipostratotipuri, şi anume cu profilele de pe valea Corneştilor (1975, p. 139) şi de pe pîrîul Viilor de la Tămaşa (p. 141, pl. XIX, A, 1—38). 5. Descrierea stratotipului (ca şi a hipostratotipurilor) este prezentată în lucrarea din 1975. Este slab fosilifer, conţinînd cîteva forme de moluşte şi resturi de plante (V. Moisescu, 1975, tab. 22). 6. Depozitele au un caracter salmastru. Se deosebeşte un facies argilos roşiatic, adesea cu pietrişuri şi cu intercalaţii de gresii grosiere. 7. Se dezvoltă începînd de la valea Corneştilor pînă în bazinul văii Almaşului şi de aici mai departe în valea Agrijului (V. Moisescu, 1975, pl. XV). 8. Are o grosime ce variază între 20 m pe valea Corneştilor şi 120—150 m pe valea Cubleşului. Se găseşte în continuitate de sedimentare cu subformaţiunile care o delimitează. Această situaţie este valabilă numai în versantul drept al văii Almaşului. În versantul stîng, ca şi în interfluviul dintre valea Almaşului şi valea Agrijului există treceri laterale de facies între această subformaţiune şi cea superioară. 9. Faunele de moluşte pe care le conţine, deşi sărace în specii, sînt concludente în ceea ce priveşte vîrsta egeriană a depozitelor. Subformaţiunea ocupă partea inferioară şi medie a stratelor de Zimbor aşa cum le-am conceput noi. În schema din 1975 echivalează cu stratele de Cuzăplac.

IV. SUBFORMAŢIUNEA DE CUBLEŞU (GREZO-CĂRBUNOASĂ)

1. Denumirea provine de la localitatea Cubleşu, ca şi de la valea Cubleşului. 2. Este constituită dintr-o alternanţă de gresii în bancuri groase, cu marne şi marno-argile, ca şi cu şisturi argiloase şocolatii şi strate

de cărbuni. 3. Depozitele care formează această subformațiune au fost descrise pentru prima dată de A. K o c h în 1883 sub denumirea de strate de Zimbor. 4. Stratotipul a fost stabilit de noi pe valea Cubleșului, în aval de localitatea cu același nume (V. M o i s e s c u, 1975, p. 148, pl. XXI, C, 1—29). El reprezintă subformațiunea în întregime; este un stratotip-unitate și în același timp un stratotip de limită inferioară și superioară, delimitînd subformațiunea respectivă de cele două unități litologice între care se încadrează. Ca hipostratotipuri menționăm profilele de pe valea Berecoaia (1975, p. 146, fig. 9), valea Petrii (p. 150, pl. XXII, A, 1—14), valea Sîncraiului la Sutoru (p. 150, pl. XXII, B, 1—14), valea Dolului (p. 150, pl. XXII, C, 1—8 și D, 1—15), valea Sănței (Zimbor) (p. 152, pl. XIV, fig. 1; pl. XXIII, A, 1—10; B, 1—9; C, 1—14 și D, 1—10) și valea Horsului (p. 154, pl. XXIII, E, 2—16). 5. Descrierea stratotipului (ca și a hipostratotipurilor) este prezentată detaliat în lucrarea din 1975. Este foarte fosilifer, conținînd forme de moluște, ostracode și resturi de mamifere și de plante (1975, p. 156, tab. 23; p. 158, tab. 24 și 25; p. 160, tab. 26). Recent, N. M é s z á r o s și colab. (1975) pun în evidență și forme de nannoplancton. 6. Depozitele care alcătuiesc această subformațiune au în general un caracter salmastru. Ca faciesuri se deosebesc: faciesul de nisipuri albe cuarțoase de la Mera (1975, p. 147, fig. 9, A, 1; 3—6), Mihăiești (p. 148), Șardu (p. 148, fig. 9, B, 1—2); faciesul marno-argilos cărbunos de pe valea Cubleșului (p. 148, pl. XXI, C, 1—14; 22—23; 25—29), valea Petrii (p. 150, pl. XXII, A, 1—4; 6—14), valea Sîncraiului la Sutoru (p. 150, pl. XXII, B, 1—14; C, 1—6; D, 3—9), valea Sănței (p. 152, pl. XXIII, A, 2—9; B, 1—6; C, 6—14; D, 1—10) și valea Horsului (p. 154, pl. XXIII, E, 9—15) și faciesul grezos de pe valea Cubleșului (p. 148, pl. XXI, C, 15—16; 24), valea Petrii (p. 150, pl. XXII, A, 5), valea Dolului (p. 150, pl. XXII, C, 7—8; D, 1—2; 10—15, valea Sănței (p. 152, pl. XXIII, A, 10; B, 7—9; C, 1—5) și valea Horsului (p. 154, pl. XXIII, E, 2—5). 7. Apare sub forma unei fișii mai mult sau mai puțin dezvoltate, începînd de la Baciu și pînă la Zimbor și Sîntămăria. 8. Subformațiunea de Cubleșu are o grosime ce variază între 25 m pe valea Berecoaia, 30—35 m pe valea Cubleșului și 40—45 m pe valea Făgeților. Se găsește în raporturi de continuitate în sedimentare cu unitățile învecinate. De la valea Corneștilor spre Mera vine în contact direct cu subformațiunea de Cetate. 9. Faunele de moluște și de mamifere pe care le conține atestă vîrsta egeriană a subformațiunii. N. M é s z á r o s și colab. (1975, p. 131) o încadrează după nannoplancton la chattian-aquitanianul inferior. În schema noastră din 1975 corespunde stratelor de Cubleșu.

V. SUBFORMAȚIUNEA DE SÎNCRAIU ALMAȘULUI (ARGILOASĂ)

1. Denumirea provine de la localitatea Sîncraiu Almașului. 2. Este constituită din pachete groase de argile roșiatice, adesea cu pietrișuri. 3. Depozitele acestei unități litostratigrafice au fost descrise de A. K o c h în 1883 și 1894 sub numele de strate de Sînmihai. 4. Stratotipul este stabilit de noi în versantul drept al văii Sîncraiului, în aval de localitatea Sîncraiu Almașului (1975, p. 163, fig. 10, A, 1—11). Este un stratotip-

unitate ; nu reprezintă subformațiunea în întregime, ci numai o secvență litostratigrafică. 5. Descrierea stratotipului este dată în lucrarea din 1975. 6. Depozitele au un caracter continental-lacustru. Nu sînt excluse și episoade salmastre sau chiar marine, cu ape lipsite de resturi fosile. 7. Subformațiunea ocupă cea mai mare suprafață din regiunea cercetată. Începe din aval de Coruș, se dezvoltă în bazinele văilor Sînpaului, Sîncraiu Almașului, Chendremalului, Sînteimării, Văii Mari și mai departe spre Hida (1975, pl. XV). 8. Are o grosime ce variază între 50 și 150 m. Se găsește în continuitate de sedimentare cu unitățile învecinate. 9. Nu conține fosile ; cu toate acestea ea aparține pe baze geometrice tot egerianului. În schema noastră din 1975 corespunde stratelor de Sîncraiu Almașului.

VI. SUBFORMAȚIUNEA DE DEALU COTULUI (GREZO-CĂRBUNOASĂ)

1. Denumirea provine de la dealul Cotului, de lîngă Sînmihaiu Almașului, unde este bine reprezentată. 2. Este constituită dintr-o succesiune de gresii albicioase fosilifere, de marne nisipoase și marno-argile vineții ; se încheie cu șisturi disodiliforme șocolatii și strate de cărbuni. 3. A fost descrisă pentru prima dată de A. K o c h în 1883 și 1894 sub denumirea de strate de Sînmihai. 4. Stratotipul este stabilit de noi în versantul stîng al văii Almașului, pe dealul Cotului (1975, p. 171, pl. XXIV, L, 1—7). Este un stratotip-unitate ; reprezintă subformațiunea în întregime, fiind și un stratotip de limită inferioară și superioară. Pe lîngă stratotip am redat și cîteva hipostratotipuri, concretizate în profilele din versantul stîng al văii Popeștilor (1975, pl. XXIV, p. 166—168, A, 2—4 ; B, 1—5 ; C, 1—2 ; D, 1—2), de pe dealul Țifra (p. 168, E, 1—3), dealul Daiu (p. 168, F, 1—17), valea Sîncraiului (p. 169—170, G, 1—6 ; H, 1—17), valea Dolului (p. 170, I, 1—9), valea Sălciei (p. 171, J, 1—4), valea Zăghidului (p. 171, K, 1—3) și valea Băicuței (p. 172, M, 1—2). 5. Descrierea stratotipului (ca și a hipostratotipurilor) este prezentată detaliat în lucrarea din 1975. Este fosilifer, conținînd forme de moluște, ostracode, resturi de plante (1975, p. 173, tab. 27 ; p. 174, tab. 28). 6. Depozitele au un caracter salmastru cu trecere spre cel marin propriu-zis. Se deosebesc în general două faciesuri, și anume : unul grezos în partea inferioară a subformațiunii și altul argilo-marnos șistos cu strate de cărbuni la partea superioară. 7. Se dezvoltă sub forma unei fîșii foarte înguste la partea superioară a subformațiunii de Sîncraiu Almașului. Apare chiar de la Coruș, continuîndu-se pe dealul Daiu, dealul Cotului, Baica și mai departe spre nord-est (1975, pl. XV). 8. Are o grosime ce variază între 5,80 m la Coruș și 34,60 m pe valea Dolului. Se găsește în continuitate de sedimentare numai cu subformațiunea subiacentă. Subformațiunea de Coruș se dispune transgresiv și discordant peste aceasta. 9. După fauna de moluște pe care o conține, subformațiunea de Dealul Cotului aparține egerianului superior (aquitanianului). În schema stratigrafică a lui A. K o c h (1883, 1894) se plasează la partea superioară a stratelor de Sînmihai ; în schema noastră din 1975 corespunde stratelor de Dealu Cotului.

TENTATIVE DE CLASSIFICATION DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR DE LA RÉGION DE CLUJ (NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE) À LA LUMIÈRE DES RECOMMANDATIONS DU GUIDE INTERNATIONAL DE CLASSIFICATION, TERMINOLOGIE ET USAGE STRATIGRAPHIQUE

RÉSUMÉ

On y tente de classifier la succession des dépôts oligocènes supérieurs de la région de Cluj (nord-ouest de la Transylvanie) à la lumière des recommandations du guide international de classification, terminologie et usage stratigraphique. En ce sens on n'a pu delimiter qu'une seule formation, à laquelle on a donné le nom de formation de Topa-Zimbor (argilo-gréseuse à charbons). Elle renferme sept subformations, à savoir : subformation de Dîmbu Trifului (argileuse), subformation de Dîncu-Tămaşa (marno-schisteuse à charbons), subformation de Cetate (gréseuse), subformation de Cuzăplac (argilo-gréseuse), subformation de Cubleşu (gréso-charboneuse), subformation de Sîncraiu Almaşului (argileuse) et subformation de Dealu Cotului (gréso-charboneuse).

De ces sept subformations, celle de Dîmbu Trifului revient à l'Oligocène moyen et elle a fait l'objet d'un ouvrage antérieur.

BIBLIOGRAFIE

Hauer Fr., Stache G. (1863), *Geologie Siebenbürgens*, Wien.

Koch A. (1883), *Bericht über die im Klausenburger Randgebirge und in dessen Nachbarchaft im Sommer* 1882 *ausgeführte geologische Special-Aufnahme*, Földt. Közl., **XIII**, *1—3*, Budapest.

— (1894), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. I. Theil. Paläogene Abtheilung*, Mitth. a.d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst., **X**, *6*, Budapest.

Mészáros N., Lebenson C., Ianoliu C., Pion N. (1975), *Nannoplanctonul din stratele de Cetate şi semnificaţia lui stratigrafică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **XX**, *2*.

Mészáros N., Lebenzon C., Şuraru N., Ianoliu C. (1975), *Die mit Hilfe des Nannoplanktons durchgeführte Abgrenzung des Oligozäns im Tale des Almaş (Nord-Westen des Siebenbürgen-Beckens, Rumänien)*, VIth Congr. Reg. Commit. on Medit. Neogene Stratigraphy, Bratislava.

Moisescu V. (1975), *Stratigrafia depozitelor paleogene şi miocen inferioare din regiunea Cluj-Huedin-Românaşi (NV-ul Bazinului Transilvaniei)*, An. Inst. geol., geofiz., **XLVII**.

— (1978), *Tentativă de clasificare a unităţilor litostratigrafice ale oligocenului inferior şi mediu din regiunea Cluj (NV-ul Transilvaniei) în lumina recomandărilor ghidului internaţional de clasificare, terminologie şi uz stratigrafic*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **23**, *2*.

* * * (1972), *An International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Usage*, Intern. Subcommis. on Stratigr. Classification, Report No 7, Universitetsforlaget, Oslo.

Primit în redacţie la
14 iulie 1976

Institutul de geologie şi geofizică

CONSIDERAȚII ASUPRA POZIȚIEI STRATIGRAFICE ȘI VÎRSTEI UNOR MAGMATITE EFUZIVE DIN PLATFORMA MOESICĂ

DE

D. PARASCHIV

Forajul 2 Ciurești, efectuat în anul 1956, a pus în evidență existența unor porfire feldspatice situate sub calcarele și dolomitele triasice ale Platformei Moesice. De atunci și pînă în prezent numeroase alte sonde, din aceeași unitate geologică, au întîlnit roci magmatice efuzive, acide și bazice, în intervalul stratigrafic cuprins între postnamurian și triasicul superior.

Pe măsura acumulării de noi date, interesul față de aceste formațiuni magmatogene a crescut, numeroși geologi remarcîndu-le și încercînd să le stabilească vîrsta relativă. Astfel, D. P a t r u l i u s (1964) consideră că porfirele întîlnite sub triasic, în aria de ridicare Craiova—Balș—Optași, aparțin complexului roșu conglomeratic și grezos, de vîrstă presupusă saxoniană. E m i l i a S a u l e a (1967) arată că în zona Balș—Optași, sub depozitele mezozoice, au fost străbătute porfire cuarțifere care trebuie atribuite, probabil, permianului. G r. R ă i l e a n u și colab. (1968) acceptă că porfirele, local cu diabaze intercalate, puternic dezvoltate în partea de nord a Cîmpiei Române (270—700 m), trebuie atribuite permianului. Un an mai tîrziu, C. B a r b u și T. D ă n e ț (1969)[1] separă, în cadrul formațiunilor permiene, un complex inferior, alcătuit din conglomerate, microconglomerate, roci eruptive (porfire, diabaze, melafire), ultimele sub formă de pînze. Potrivit acestor autori, curgerile de porfire se eșalonează de-a lungul a două linii de fractură : Leu—Slatina—Corbu și Iancu Jianu—Oporelu—nord Optași. D. P a r a s c h i v (1974) constată că curgerile de lave au avut loc pînă în triasicul mediu. După un an, același autor (D. P a r a s c h i v, 1975) precizează că erupțiunile de porfire, diabaze și melafire încep din baza seriei roșii inferioare (permo-triasică) și țin pînă deasupra dolomitelor și calcarelor mezotriasice. V. M u t i h a c și L. I o n e s i (1975) arată că produsele vulcanice, reprezentate prin porfire cuarțifere, porfire feldspatice, melafire, diabaze, tufuri și breccii se intercalează, mai ales, în seria conglomeratică a permianului. Întocmai ca C. B a r b u și T. D ă n e ț (1969 [2]), autorii menționați consideră că venirile de lave sînt legate de un sistem de falii de pe aliniamentele Leu—Slatina—Corbu și Iancu Jianu—Oporelu—nord Optași.

Reexaminînd datele tuturor sondelor care au întîlnit roci magmatice efuzive în Platforma Moesică, autorul articolului de față a ajuns la concluzia că studiul stratigrafic al magmatitelor permotriasice din această unitate este indicat să aibă ca punct de plecare forajele efectuate în secto-

[1] Tema 250, arh. M.M.P.G.
[2] Idem.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 291—298 BUCUREȘTI, 1978

rul Ciureşti—Craiova şi, în primul rînd, sondele 5 Strîmbeni, 2 Ciureşti, 39 Izvoru, 120 Craiova şi 29 Dioşti (fig. 1, 2).

Sonda 5 Strîmbeni, situată imediat la est de structura Ciureşti, a atins adîncimea de 3 302 m, deschizînd următorul profil:

3 302—3 132 m = 170 m, porfire feldspatice, în constituţia cărora intră, în principal, feldspaţii ortoclaşi şi plagioclazi, iar subordonat cuarţul, biotitul, apatitul, calcita, magnetitul; este de reţinut că această serie de porfire n-a fost traversată în întregime;

3 132—2 920 m = 221 m, conglomerate cu elemente de roci eruptive; în jumătatea inferioară a orizontului iau parte numai galeţi de porfire feldspatice şi cuarţifere, în timp ce înspre jumătatea lui superioară, acestora li se adaugă şi fragmente de roci eruptive bazice, de tipul microdiabazelor şi bazaltelor;

2 920 — 2 660 m = 260 m, erupţiuni bazice constînd, succesiv, de jos în sus, din porfirite bazaltice (carota 2 884—2 885 m), diabaze (carota 1 827—1 829 m), melafire (carota 2 774 — 2776 m) şi porfirite piroxenice. Către partea superioară a seriei de erupţiuni bazice diagrafia geofizică sugerează existenţa unor bancuri de calcare intercalate.

Peste erupţiunile bazice urmează un orizont de argile, marne şi marnocalcare (60 m), probabil permiene, urmate de orizontul grezos al triasicului inferior şi de seria carbonatică mezotriasică.

Sonda 2 Ciureşti a săpat pînă la adîncimea de 2 709 m, rămînînd cu talpa în porfire. Sonda respectivă a deschis următorul profil:

2 709 — 2 494 m = 215 m, porfire feldspatice, constituite din ortoză, albit, cuarţ, apatit, clorit, sericit, calcită, epidot şi pirită; nici această serie de porfire n-a fost traversată în întregime;

2 494 — 2 389 m = 105 m, diabaze porfirice, formate din feldspaţi plagioclazi, epidot, clorit, calcit;

2 389 — 2 274 m = 115 m, calcare cenuşiu-gălbui, parţial silicifiate; acest orizont începe printr-un banc de gresii silicioase care acoperă diabazele, apoi calcare, în cadrul cărora, după diagrafia geofizică, pare să se intercaleze roci eruptive;

2 274 — 2 230 m = 44 m, porfire feldspatice, constituite din feldspaţi potasici şi plagioclazi, cuarţ, clorit şi apatit.

Orizontul superior de porfire este acoperit de seria carbonatică triasică, aici mai dezvoltată decît în alte zone, incluzînd probabil şi termeni mai vechi decît echivalentul anisianului.

Este de reţinut că orizontul conglomeratic dintre erupţiunile acide şi cele bazice, întîlnit la Strîmbeni, lipseşte pe structura Ciureşti, ca şi în sectoarele Izvoru şi Dioşti, unde seria de porfire suportă direct seria cu diabaze. În schimb, la Ciureşti apare un nou nivel de magmatite acide, separat de diabaze printr-un orizont de calcare, probabil permiene.

Sonda 39 Izvoru a săpat pînă la 2 205 m, rămînînd cu talpa în seria carbonatică devoniană. Aceasta, la rîndul ei, suportă următoarea succesiune stratigrafică:

2 028 — 1 908 m = 120 m, porfire alterate, formate din feldspaţi plagioclazi şi potasici, cuarţ, muscovit, biotit, magnetit, calcar şi clorit;

1 908 — 1 836 m = 72 m, melafire cu următoarea componenţă mineralogică: feldspaţi, clorit, calcit, cuarţ, sericit, muscovit, minerale opace.

Melafirele sînt acoperite, direct, de către calcarele mezotriasice, urmate de seria detritică a doggerului.

Sonda 29 Dioşti, situată la sud de ridicarea Balş, pe marginea zonei depresionare Lom—Craiova, a întîlnit şi ea un profil similar, şi anume:

2 335 — 2 268 m = 67 m, porfire cuarţo-feldspatice, constituite din cuarţ ideomorf şi xenomorf, feldspaţi potasici, feldspaţi plagioclazi, clorit, apatit, zircon, magnetit, limonit;

2 268 — 2 190 m = 78 m, diabaze de culoare închisă, cenuşiu-brună, constituite din feldspaţi, cuarţ, clorit, pirită, magnetit.

Seria de porfire şi diabaze se dispune peste magmatite mai vechi, reprezentate prin diorite cuarţifere şi este acoperită de depozitele, predominant carbonatice, ale triasicului mediu.

Mai la vest, în zona Craiova, un profil interesant a fost traversat de către sonda 120 (fig. 1, 2), şi anume:

2 869—2 800 m = 69 m, argile grezoase cu intercalaţii de gresii şi cu înclinări de 7° — vîrsta probabilă, permiană;

2 800 — 2 680 m = 120 m, porfire feldespatice, în alcătuirea cărora, pe lîngă feldspaţi — în cea mai mare parte transformaţi hidrotermal — o pondere importantă o are cuarţul;

2 680—2 350 m = 330 m, silturi şi intercalaţii de gresie brun-şocolatie; vîrsta probabilă, permiană;

2 350 — 2 280 m = 70 m, gresii silicioase, triasice inferioare;

2 280 — 2 176 m = 104 m, calcare, marnocalcare şi gresii calcaroase, mezotriasice;

2 176—2 100 m = 76 m, melafire şi breccii vulcanice, cu intercalaţii de argile, aparţinînd triasicului superior;

2 100—1 922 m = 178 m, silturi, marne şi intercalaţii grezoase, toate aceste depozite de culoare brun-roşcată, făcînd parte din seria triasicului superior. Discordant, urmează complexul grezos al doggerului.

La nord-vest de Craiova, sonda 254 Brădeşti a întîlnit o succesiune stratigrafică relativ similară celei traversate de forajul 120, mai puţin orizontul carbonatic al triasicului mediu şi seria roşie superioară cu curgerile de melafire din baza ei, care aici au fost erodate. Pe structura respectivă, însă, termenii erodaţi în dreptul sondei 254 au fost recunoscuţi în alte numeroase foraje din apropiere.

Descrierea profilelor traversate de sondele care au întîlnit formaţiuni magmatogene ar putea continua. Din analiza tuturor acestora se desprinde concluzia că efuziunile magmatice de pe marginea de nord a Platformei Moesice au avut loc în cel puţin patru faze succesive: două faze de erupţiuni acide (prima şi a treia) şi două faze de erupţiuni bazice (a doua şi a patra).

Magmatitele primei faze de erupţiuni au fost traversate, parţial sau total, de cel puţin 30 de foraje diseminate pe toată zona de nord a platformei (fig. 1) începînd de la sud de Bucureşti (Dobreni) şi pînă la sud de Filiaşi (Brădeşti). Rocile eruptive ale acestei faze sînt reprezentate prin porfire feldspatice, porfire cuarţifere, porfire cuarţo-feldspatice şi porfire microgranitice, în parte alterate hidrotermal. Au fost semnalate, de asemenea, breccii, microbreccii şi tufuri. Grosimea totală a produselor magmatice variază în limite foarte mari, şi anume între 470 m la Dobreni şi 80 m la sonda 20 Slatina. Trebuie menţionat, însă, că majoritatea sondelor n-au

traversat, în întregime, seria de porfire şi, ca atare, variaţia de grosime a acestora ar putea fi mai mare.

Dintre rocile eruptive acide, cea mai mare răspîndire o au porfirele feldspatice, prezente în zona Ciureşti (sondele 28 Brebeni, 3 025 Priseaca, 122 Jitaru, 3 060 Negreni, 2 325, 2 272, 2 260, 2 250 Ciureşti, 3 250 Martalogi, 5 Strîmbeni, probabil 25 Corbu), Slatina (forajele 29 Slatina şi 39 Izvoru), Craiova (sondele 120, 234 Craiova, 254 Brădeşti) şi posibil, la Gliganu (sonda 32). Porfirele cuarţifere au fost identificate numai în sectorul Slatina, cu sondele 1, 2, 3 şi 101 (fig. 1). La sud de Slatina (127 Găneasa, 60 Drăgoteşti, 1 Cezieni şi 29 Dioşti), s-au semnalat porfire cuarţo-feldspatice, iar la Dobreni (forajul 35), porfire microgranitice. La sonda 29 Glavacioc au fost traversate breccii cu fragmente de porfire cuarţifere. Sonda 28 Brebeni a pus în evidenţă microgresii tufacee cu fragmente de porfire feldspatice, iar în sectorul Drăgoteşti, porfirele cuarţo-feldspatice sînt asociate tufurilor silicifiate.

Suportul rocilor porfirice ale primei faze de efuziuni este extrem de eterogen. În sectorul Slatina şi la Dioşti, acestea se dispun peste magmatite mai vechi, în general diorite, atribuite paleozoicului inferior (C. B a r b u T. D ă n e ţ, 1970)[3]. Forajele 39 Izvoru şi 227 Ciureşti le-au întîlnit stînd peste seria carbonatică devoniană. La Dobreni, sub porfire s-a identificat silezianul (probabil namurianul), în timp ce la 260 Ciureşti şi 120 Craiova, erupţiunile acide ale primei faze se aştern peste conglomerate, care remaniază calcare viseene, sau peste gresii şi argile, probabil de vîrstă permiană.

Cuvertura porfirelor din prima fază este, de asemenea, foarte eterogenă, ea depinzînd de evoluţia diferitelor compartimente ale platformei în timpul permo-triasicului. În condiţii normale, corespunzînd sectoarelor mai afundate şi mai protejate împotriva denudaţiei, seria porfirelor este acoperită fie de orizontul terigen, pelitic, sau conglomeratic, al permianului, cum este cazul în zona Craiova, la Brebeni, şi Strîmbeni, fie, direct, de către formaţiunile magmatogene bazice, din faza a 2-a (3 250 Martalogi, 2 Ciureşti, 39 Izvoru, 29 Dioşti). În sectoarele care au păstrat o poziţie ridicată mai îndelungată, erupţiunile acide vin în contact , la partea superioară, cu orizontul grezos al triasicului inferior (Dobreni, Glavacioc, 260, 2 325 Ciureşti, 122 Jitaru, 12 Slatina etc.), cu seria carbonatică mezotriasică (Gliganu, 3 025 Priseaca, 2, 101 Slatina, 1 Cezieni etc.) sau chiar cu complexul grezos al doggerului (1, 3, 12, 20 Slatina).

Magmatitele formate în cea de-a doua fază a ciclului de erupţiuni, potrivit datelor oferite de sonda 5 Strîmbeni, mai bine investigată, încep cu porfirite bazaltice, continuă cu diabaze, apoi cu melafire şi se încheie cu porfirite piroxenice. Cu excepţia forajelor 20 Caracal, 29 Dioşti şi 39 Izvoru, magmatitele fazei a doua sînt prezente în sectorul cel mai nordic al platformei, dintre văile Teleorman şi Olt (5 Strîmbeni, 2 402 Recea, 50 Buzoeşti, 4 245 Tomşanca, 3 250 Martalogi, 2 Ciureşti, 33 Corbu, 4 511 Optaşi), unde se suprapun, adesea, porfirelor din prima fază.

Roci bazaltice au fost semnalate de forajele 5 Strîmbeni (porfirit bazaltic), 2 402 Recea (bazalte cu augit) şi 4 245 Tomşanca (bazalte cu olivină), amplasate, toate, în lungul văii Teleorman. Diabaze s-au identificat cu sondele 5 Strîmbeni, 2 Ciureşti, 33 Corbu , 29 Dioşti şi 20 Caracal.

[3] Idem pct. 1.

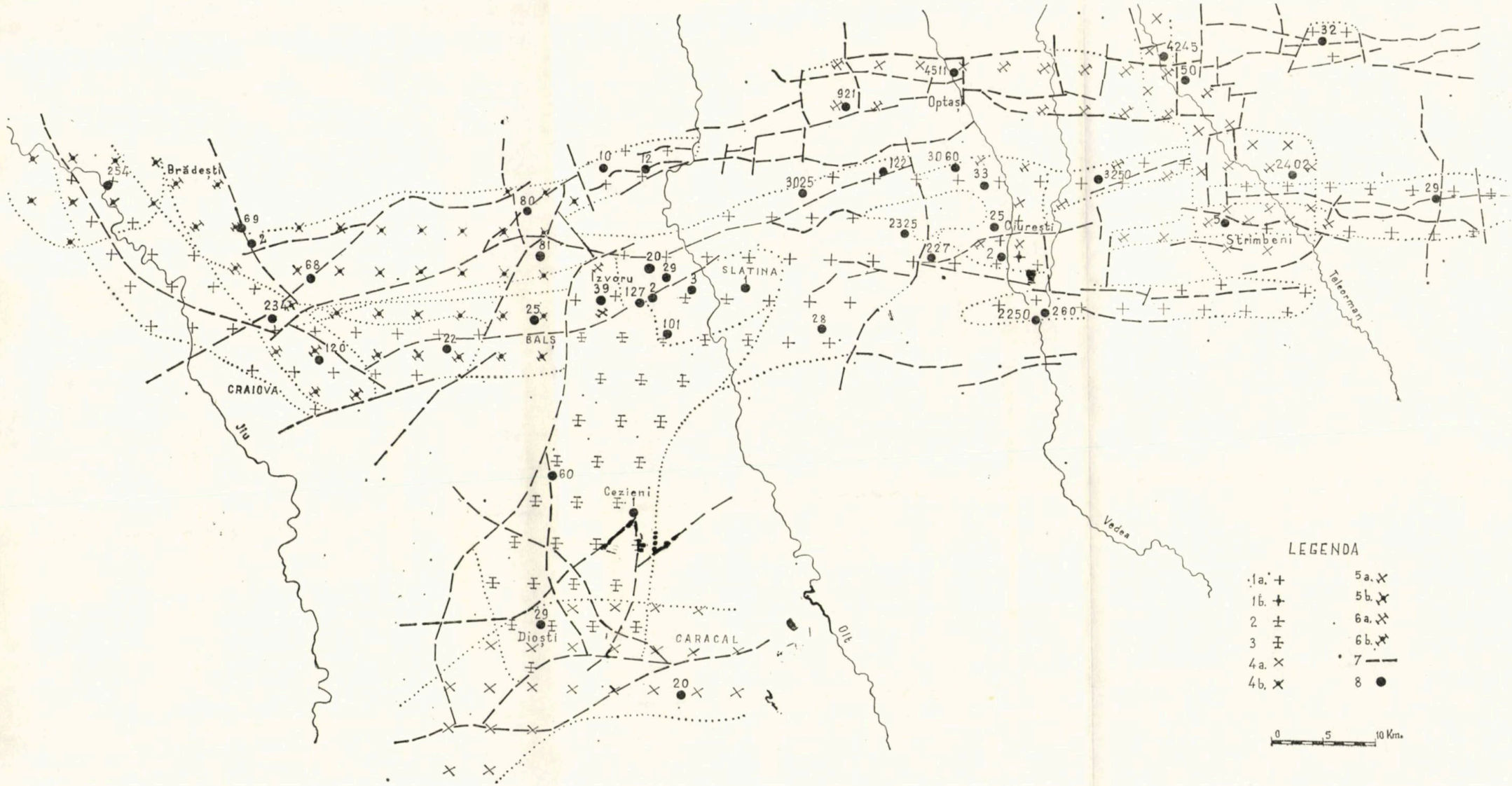
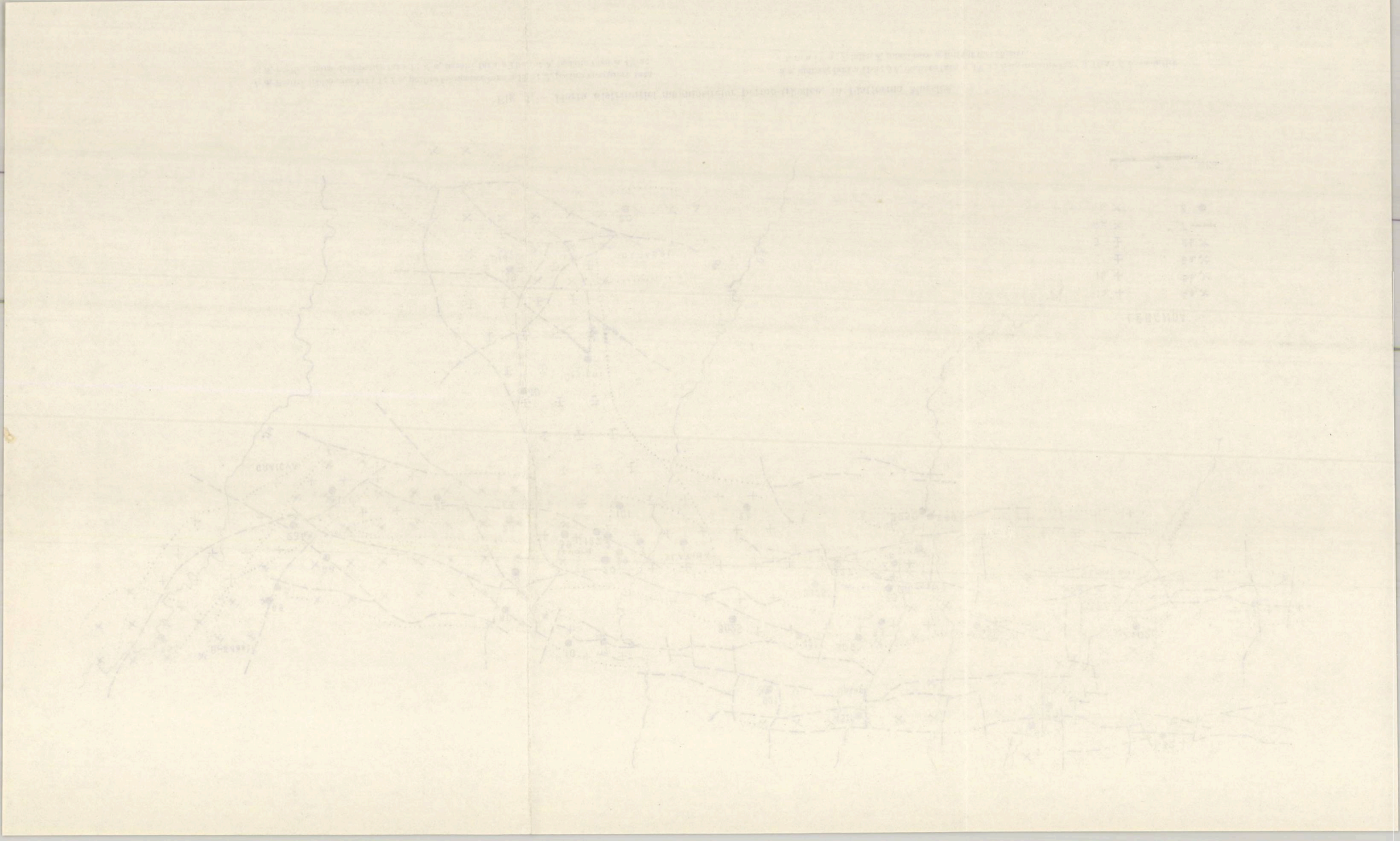


Fig. 1. — Harta distribuției magmatitelor permo-triasice, în Platforma Moesică.

1, a, Porfire feldspatice faza I; *1 b*, porfire feldspatice faza a II-a; *2*, porfire cuarțifere faza I; *3*, porfire cuarțo-feldspatice faza I; *4 a*, bazalte faza a II-a; *4 b*, bazalte faza a IV-a; *5 a*, diabaze faza a II-a; *5 b*, diabaze faza a IV-a; *6 a*, melafire faza a II-a; *6 b*, melafire faza a IV-a; *7*, falie; *8*, sondă care a întîlnit roci efuzive.



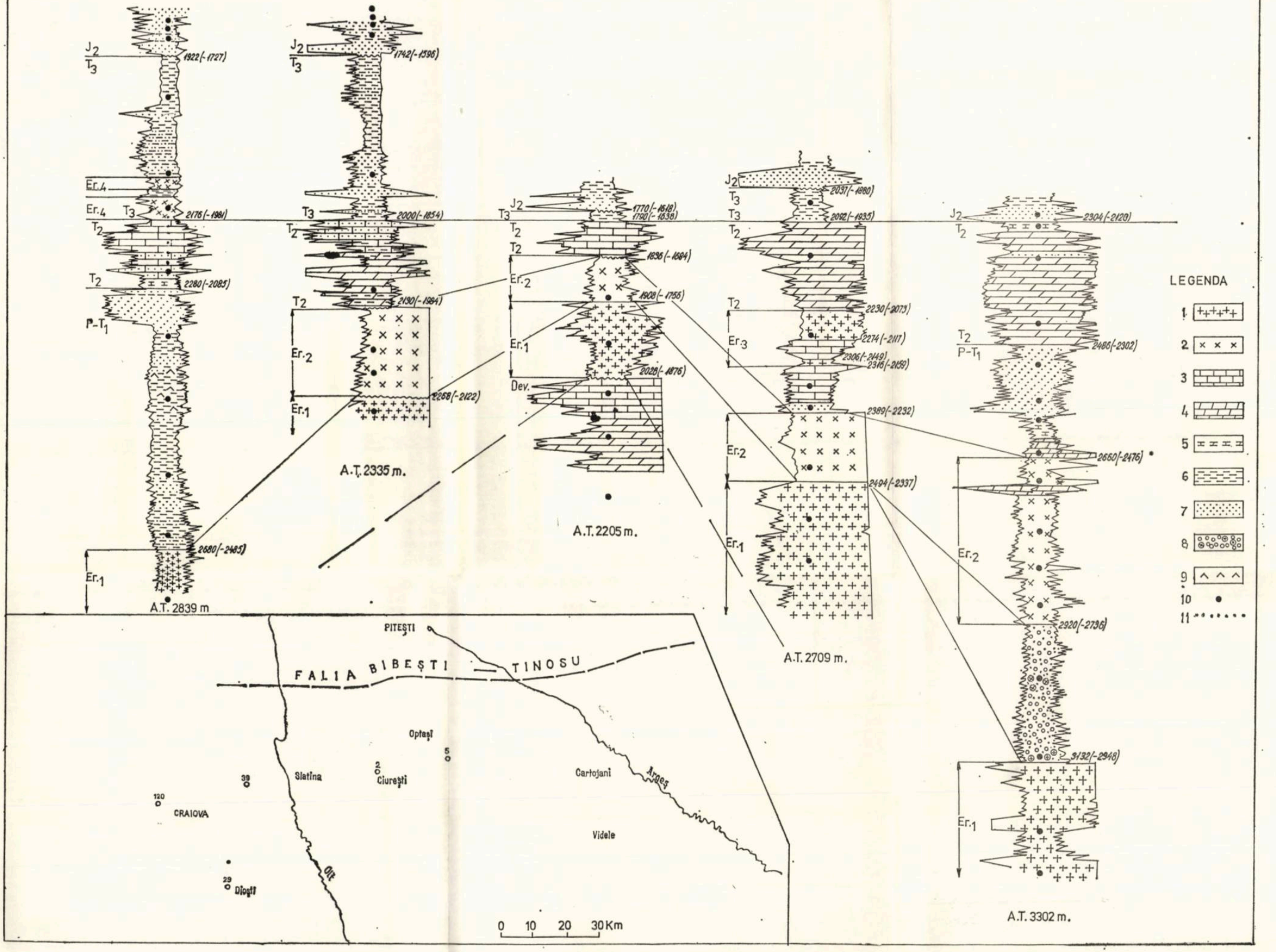
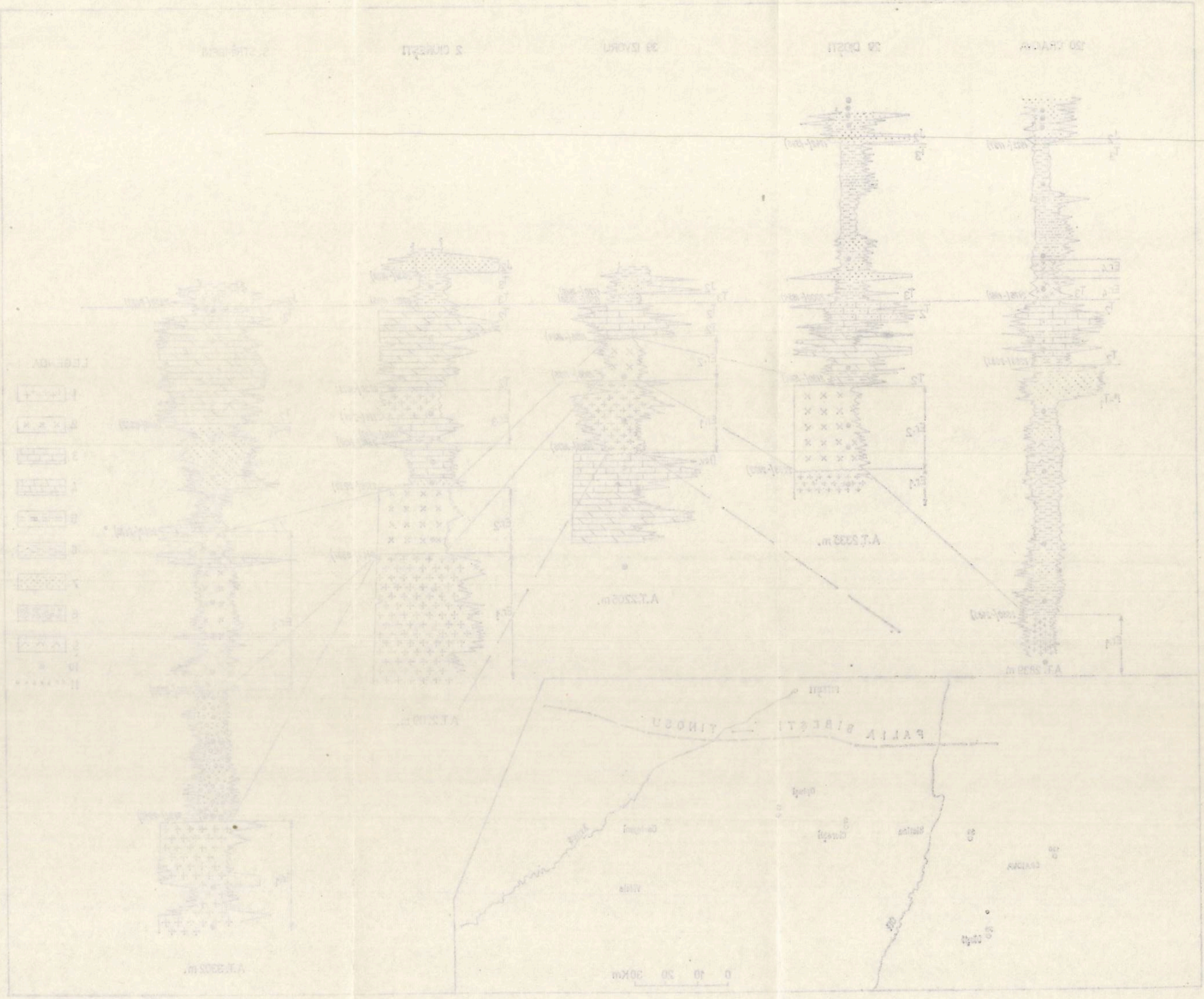


Fig. 2. — Poziția stratigrafică a formațiunilor efuzive permotriasice de pe marginea nordică a Platformei Moesice.

1, Efuziuni acide (porfire); *2*, efuziuni bazice (bazalte, diabaze, melafire); *3*, calcare; *4*, dolomite; *5*, marnocalcare sau marne dolomitice; *6*, argile, marne; *7*, gresii, nisipuri; *8*, conglomerate; *9*, gipsuri, anhidrite; *10*, carotă mecanică; *11*, probe de sită.



Melafire au fost puse în evidență de către forajele 5 Strîmbeni, 50 Buzoești, 3 250 Martalogi, 4 511 Optași, 921 Mogoșești și 39 Izvoru. Porfiritele piroxinice sînt semnalate numai de forajul 5 Strîmbeni.

Grosimea formațiunilor magmatogene din faza a doua variază între 72 m, la 39 Izvoru și peste 585 m la 4 245 Tomșanca, unde acestea n-au fost traversate în întregime. Tabloul corect al variației de grosime nu poate fi redat, întrucît majoritatea sondelor n-au străpuns toată seria rocilor bazice.

Ca și în cazul erupțiunilor porfirice, patul seriei bazice este destul de eterogen. La sonda 4 511 Optași, porfiritele bazaltice se dispun, direct, peste fundamentul de șisturi cristaline. În cîteva cazuri, așa cum s-a mai arătat, rocile efuzive bazice stau peste cele acide sau acoperă conglomerate permiene. La alte multe sonde, substratul acestor roci nu se cunoaște, întrucît n-a fost atins.

Acoperișul rocilor efuzive din faza a doua este reprezentat prin silturile și marnocalcarele permiene (5 Strîmbeni), iar pe zonele mai ridicate, prin complexul grezos al triasicului inferior (2 402 Recea, 50 Buzoești, 4 245 Tomșanca, 3 250 Martalogi, 20 Caracal), seria carbonatică mezotriasică (39 Izvoru, 29 Dioști) sau prin depozitele terigene ale jurasicului (33 Corbu, 4511 Optași).

Efuziunile acide ale fazei a treia au fost identificate numai cu forajul 2 Ciurești. Existența lor este posibilă și în alte sectoare ale platformei, dar, în lipsa carotelor, utilizarea exclusivă a diagrafiei geofizice nu permite astfel de precizări. Așa cum s-a mai arătat, porfirele feldspatice ale fazei a treia de erupțiuni au grosimi de 44 m și sînt încadrate de calcare permiene (?). În orice caz, calcarele nu sînt mai noi decît triasicul inferior, întrucît seria carbonatică mezotriasică, aici mai dezvoltată, face parte din acoperișul magmatitelor respective.

Rocile bazice ale celei de-a patra faze de erupțiuni s-au identificat, sigur, numai în regiunea dintre Olteț și Jiu. În afara punctelor figurate pe hartă (sondele 25 Balș, 81 Morunglav, 80 Poiana, 22 Cîmpeni, 120, 234 Craiova, 68 Motoci, 2 Ișalnița, 69 Mălăești), efuziunile bazice au mai fost întîlnite cu alte cîteva zeci de foraje, amplasate pe structura Brădești, de la sud de Filiași.

Produsele magmatice ale ultimei faze de erupțiuni constau din bazalte cu olivină și bazalte cu augit și olivină (81 Morunglav), bazalte porfirice (2 Ișalnița, 68 Motoci), melafire (120, 234 Craiova, 69 Mălăești), diabaze (22 Cîmpeni, 25 Balș), breccii de explozie (68 Motoci, 120, 234 Craiova, 80 Poiana etc.) constituite din fragmente colțuroase de diabaze, melafire, metacuarțite, calcare, argilite și din microbreccii și gresii tufacee (8 Poiana). Se pare că efuziunile din această fază au avut loc în două etape (sondele 120, 234 Craiova, 68 Motoci). În anumite sectoare produsele magmatice sînt reprezentate, parțial sau în totalitate, numai prin piroclastite și tufite. Comparativ cu magmatitele anterioare, produsele magmatice ale fazei a patra se caracterizează printr-o frecvență și printr-un volum mai mare de piroclastite.

Grosimea minimă a ultimului nivel de roci bazice este de 22 m (69 Mălăești), iar valoarea maximă, de 580 m, la sonda 81 Morunglav, care a rămas cu talpa în seria respectivă.

Acolo unde magmatitele bazice au fost traversate în întregime, s-a constatat că ele se sprijină fie pe dolomitele triasicului mediu (ladiniene), fie pe depozitele terigene ale triasicului superior. În ceea ce privește cuvertura, aceasta este formată, întotdeauna, din silturile și gresiile seriei roșii superioare (keuper), exceptînd unele blocuri afectate de eroziune de pe structura Brădești, unde acoperișul este reprezentat prin depozite de vîrstă neogenă.

Rezumînd cele prezentate mai înainte, este de reținut că porfirele primei faze se dispun peste termeni paleozoici diferiți, inclusiv un nivel de conglomerate, gresii și argile grezoase (sondele 260 Ciurești 120 Craiova). În aceste conglomerate sînt remaniate, așa cum s-a mai spus, calcare viseene și, deci, prin analogie cu situația de la Belgradcik (Bulgaria), ele ar putea fi atribuite permianului. La partea superioară, magmatitele acide vin, frecvent, în contact direct cu cele bazice. Alteori, însă, acestea sînt separate printr-un orizont de conglomerate (sonda 5 Strîmbeni), ceea ce sugerează o întrerupere, o pauză, în activitatea magmatică. Reluarea ei pare să fi avut loc în urma unei noi crize tectonice (faza saalică?), care a reactivat vechile dislocații și a creat altele noi, ținînd seama că nivelul de roci efuzive bazice nu este prezent numai în zonele cu erupțiuni porfirice, ci și pe alte aliniamente, în general, mai nordice. Deasupra efuziunilor bazice din faza a doua se mai întîlnesc, pe alocuri, depozite terigene, pretriasice, predominantpelitice, uneori calcaroase (5 Strîmbeni, 2 Ciurești), ceea ce înseamnă că activitatea vulcanică respectivă a avut loc anterior sfîrșitului permianului. Între nivelul de erupțiuni bazice și porfirele fazei a treia se constată un orizont de calcare și gresii de circa 115 m grosime (sonda 2 Ciurești), ceea ce echivalează cu o nouă întrerupere a activității magmatice și reluarea ei, probabil, la sfîrșitul permianului.

În lumina celor de mai sus înseamnă că rocile magmatogene ale primelor trei faze de erupțiuni sînt de vîrstă permiană. Porfirele din prima fază și efuziunile bazice din faza a doua, asociate probabil mișcărilor saalice, s-ar putea situa în rotliegend, iar nivelul superior de porfire, la sfîrșitul zechstein-ului (faza pfalzică). O situație foarte asemănătoare se cunoaște și în Munții Apuseni (Gr. Răileanu și colab., 1968), unde complexul inferior a permianului conține porfire cuarțifere, seria gresiilor vermiculare din Codru Muma se remarcă prin diabaze spilitizate, în timp ce seria superioară este predominant tufacee. În ceea ce privește rocile efuzive bazice din faza a patra, acestea se plasează, sigur, la nivelul carnianului, dacă nu și în norian, fiind sincrone diabazelor din preajma localității Niculițel și porfirelor din zona Consul—Isaccea (V. Ianovici și colab., 1961; M. Mureșan, 1975).

Contururile ariilor de distribuție a diferitelor tipuri de roci magmatice, așa cum sînt redate în figura 1, au caracter cu totul preliminar. În primul rînd, pentru faptul că nu toate sondele au ajuns pînă la nivelul seriei vulcanogene permotriasice, iar majoritatea forajelor care au interceptat-o n-au reușit să o traverseze în întregime. În al doilea rînd, penuria carotelor mecanice limitează posibilitățile de identificare a unor roci eruptive, chiar dacă acestea au fost traversate de sonde. În al treilea rînd, ariile de distribuție inițiale ale magmatitelor permotriasice au fost substanțial reduse în fazele de gliptogeneză care au urmat permianului. Mai bine conservate în blocurile coborîte, ele au fost total sau parțial îndepărtate de

denudație în dreptul compartimentelor tectonice mai ridicate. De exemplu lipsa magmatitelor acide din prima fază, în zona dintre Slatina și Craiova, s-ar putea explica prin erodarea aproape completă a permianului, triasicului inferior și mediu în sectoarele ridicate de la Balș, Iancu Jianu, Făurești etc. unde paleozoicul inferior suportă, direct, jurasicul.

Din examinarea figurii 1 se desprinde caracterul linear al efuziunilor permo-triasice. Cea mai mare parte a conductelor, corespunzînd unor dislocații de adîncime, sînt orientate est—vest. Apar, însă evident și orientări perpendiculare pe primele, aproximativ nord—sud. Este vorba de porfirele cuarțo-feldspatice de pe linia Dioști — Slatina, a porfirelor feldespatice de pe linia Craiova — Filiași, a bazaltelor fazei a doua, de-a lungul văii Teleorman, a melafirelor fazei a patra, pe linia Craiova — Filiași etc.

Liniile de emisie (conductele) și deci prezența magmatitelor permiene se asociază vechilor și marilor zone de ridicare ale Platformei Moesice: Craiova — Balș — Optași, caracterizate prin frecvența curțitelor feldspatice; Slatina — Dioști — Ghighen, în cadrul căreia s-au întîlnit cuarțo-feldspatice; apofiza ridicării nord-bulgare, Dobreni — Videle, cu porfire microgranitice.

Distribuția rocilor efuzive rezultate în timpul celor patru faze ale ciclului magmatic permo-triasic sugerează că fragmentarea marginii platformei s-a produs, succesiv, de la sud către nord și nord-vest.

CONSIDERATIONS ON THE STRATIGRAPHIC POSITION AND AGE OF SOME EFFUSIVE MAGMATITES IN THE MOESIAN PLATFORM

SUMMARY

The drillings performed within the Moesian Platform evidenced four magmatite levels, appeared as a result of several eruptive phases in the permian— upper triasic stratigraphic interval.

In the first phase there occurred feldspathic porphyries, quartzitic porphyries, quartzo-feldspathic porphyries and microgranitic porphyries. In the second phase, basic rocks were accumulated, constituted of basaltic porphyrites, diabases, pyroxenic melaphyres and porphyrites. The effusions of the third phase, reprezented by quartziferous porphyries, were found in a single borehole. The fourth and last phase is characterized by basic rocks, i.e. basalts, diabases and melaphyres associated with an important volume of pyroclasts.

The acid eruptions form the first and third phases as well as the basic rocks from the second phase are of permian age. The effusions of the phase took place in the upper Triassic, and very slightly probably in the upper Ladinian as well.

The eruptions of the permo - triassic cycle have a linear character, being located within the limits of the old and principal rising zones of the Moesian Platform.

BIBLIOGRAFIE

Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăsescu S., Bercia I., Mercus D. (1961), *Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt*, Ghidul excursiilor, C, Carp. Merid. 126, București.

Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961), *Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea*, Ghidul excursiilor, *D*, Dobrogea, 92, București.

Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vîjdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. (1975), *Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România*, D.S. Inst. geol. geof., **LXI**, *5*, 85—111.

Mureșan M. (1975), *Vue d'ensemble sur la succession de formation des roches magmatiques paléozoïques synorogènes (s. 1) et subséquentes de la Dobroudja septentrionale*, D.S. Inst. geol. geof., **LXI**, *5*, 126—145.

Mutihac V., Ionesi L. (1975), *Geologia României*, Editura tehnică, 646 p., București.

Paraschiv D. (1974), *Studiul stratigrafic al Devonianului și Carboniferului din Platforma moesică, la vest de riul Argeș*, St. tehn. ec., Seria J, *12*, 165.

— (1975), *Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România*, St. tehn. ec., Seria A, **10**, 363.

Patrulius D. (1964), *Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de vest a Cîmpiei Române)* D.S. Inst. geol., **XLIX**, 81—91.

Răileanu Gr., Patrulius D., Mirăuță O, Bleahu M. (1968), *Stadiul actual al cunoștințelor asupra Paleozoicului din România*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**, 35—52.

Saulea Emilia (1967), *Geologie istorică*, Edit. didactică și pedagogică, 838 p., București.

Primit în redacție la
8 noiembrie 1977

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze Cîmpina

MICROFACIESURILE CRETACICULUI INFERIOR DIN PLATFORMA MOESICĂ

DE

I. COSTEA, DOINA COMȘA, C. VINOGRADOV

Depozitele cretacicului inferior încheie în Platforma Moesică episodul carbonatic callovian superior-apțian. Sedimentarea în timpul cretacicului inferior evoluează într-un cadru paleogeografic și în condiții de mediu prefigurate încă din tithonicul superior (C. Vinogradov și colab., 1978). Din acest motiv, anexele grafice (fig. 1—7) cuprind întreaga secvență carbonatică jurasic superioară — cretacic inferioară, scoțînd în evidență evoluția corelată a microfaciesurilor în cadrul unui proces continuu de sedimentare.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE ȘI MICROFACIALE

În domeniul bazinal (fig. 1, *C)* care ocupă partea central-vestică a Platformei Moesice, sedimentarea calcarelor micritice cu caractere pelagice continuă fără întreruperi din tithonicul superior pînă în barremianul inferior inclusiv. Deasupra calcarelor micritice din care a fost descrisă „asociația cu *Calpionella alpina*" (tithonic superior) urmează :

— calcare micritice cu rare intercalații de marnocalcare și marne (5—25 m grosime stratigrafică), caracterizate micropaleontologic de „asociația cu *Calpionellites neocomiensis*", care cuprinde speciile *Calpionella alpina* Lorenz, *C.elliptica* Cadisch, *Calpionellites darderi* (Colom), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Stomiosphaera wanneri* Borza, *Globochaete alpina* Lombard etc. Macrofauna recoltată din acest nivel (R. Mutiu, 1966, 1967) este reprezentată prin *Spiticeras spitiense* Uhlig, *Berriasella* cf. *lorioli* Zittel, *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenstedt, *Haploceras* sp., *Lamellaptychus* sp. Vîrsta acestui reper constant și caracteristic este berriasiană.

— calcare micritice (50—175 m grosime stratigrafică), uneori asociate cu varietăți argiloase (Bîrza, Izvoru, Mărgărițești, Spineni), în care apare pentru prima dată glauconitul în agregate minuscule și fosfați de calciu (sporadic). Micropaleontologic sînt caracterizate prin „asociația cu *Tintinnopsella carpathica*", care conține speciile : *Tintinnopsella longa* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Lorenziella dacica* (Filipescu & Dragastan), *Amphorellina subacuta* Colom, *Cadosina* sp. etc. Macrofauna (R. Mutiu, 1966, 1967) este reprezentată prin *Phylloceras* sp. aff. *P. tethys* Orbigny, *Bochianites neocomiensis* Orbigny, *Neocomites neocomiensis* Orbigny, *Neolissoceras grasianum* Orbigny, *Lamellaptychus mortiletti* Pictet&Loriol, *L.* aff. *angulocostatus* Peters. Vîrsta acestui nivel calcaros este valanginiană.

— calcare micritice asociate cu calcare micritice argiloase, marnocalcare și marne dezvoltate pe o grosime stratigrafică de 15—240 m.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 299—311, BUCUREȘTI, 1978

Caracteristice acestui nivel sînt accidentele silicioase (chaille) și intercalațiile de calcare micritice spongolitice (Titu, Costești, Hîrlești). Conținutul macrofaunistic (*Crioceratites nolani* Kilian, *C.* cf. *duvali* Leveillé, *Pseudothurmania* cf. *spinigera* Koenen, *Lamellaptychus didayi* Coquand, *Pseudobelus bipartitus* Blainville, *Duvalia* sp., *Lingula* sp. etc.) cît și „asociația cu *Spirillinidae* și *Hedbergelle*" (*Reophacidae*, *Ammodiscidae*, *Verneuilininae*, *Nodosariidae*, *Polymorphinidae*, *Discorbidae*, *Hedbergellinae*, *Involutinidae*, radiolari, organisme din grupul *Incertae Sedis*, rare tintinnide etc.) indică vîrsta hauteriviană a acestui nivel.

— calcare micritice asociate cu calcare micritice argiloase, marnocalcare, marne, dezvoltate pe o grosime stratigrafică ce nu depășește 40 m. Și la acest nivel apar silicifieri, spiculi de spongieri, sporadic glauconit și fosfați de calciu. Macrofauna este reprezentată prin *Barremites difficilis* Orbigny, *Spitidiscus* sp. aff. *seunesi* Kilian, *Holcodiscus* sp., iar microfauna este caracterizată prin „asociația cu *Globorotalites*" alcătuită din *Ammodiscidae*, *Textulariidae*, *Nodosariidae*, *Spirillinidae*, *Hedbergellinae*, *Alabaminidae*, *Osangulariidae*, *Anomalinidae*, radiolari, fragmente de metazoare etc. Vîrsta acestui nivel este barremian inferioară.

În domeniile de platformă submersă (platforma carbonatică estică, fig. 1, *E*, *L*; și platforma carbonatică vestică, fig. 1, *W*.) sedimentarea se desfășoară în condiții de mediu cu o pronunțată diversitate în intervalul de timp berriasian-aptian inferior inclusiv. Acest caracter este pus în evidență de varietatea microfaciesurilor :

— microfaciesul calcaros cu intraclaste și recifi, microfaciesul calcarelor peletale cu *Favreina*, microfaciesul calcarelor micritice cu *Miliolidae* și *Lituolidae*, microfaciesul calcarelor micritice cu ostracode, microfaciesul lagunar argilocalcaros cu ostracode și *Favreina* (fig. 3 ; *1* respectiv *2, 3. 4, 5)*. Microfaciesul calcaros cu intraclaste și recifi prezintă o gamă variată de tipuri litologice, și anume : calcare intrasparitice, calcare oosparitice, calcare biostromale algale, calcare micritice dolomitizate. Calcarele peletale cu *Favreina* conțin nivele de calcare coprolitice (Brăgăreasa, Urziceni, Belciugatele, Bîldana), cît și nivele cu calcare micritice algale cu *Macroporella embergeri* Bouroullec & Deloffre (Ciochina, Odăeni, Slobozia, Urziceni) și calcare oopelsparitice cu oolite incipiente. Microfaciesul lagunar este caracterizat prin argile, marne, marnocalcare policromatice (brune, verzui), calcare micritice și sulfați (anhidrit, gips). Vîrsta acestor microfaciesuri stabilită după foraminifere — *Anchispirocyclina lusitanica* Egger, *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Feurtillia frequens* Maync, *Torinosuella peneropliformis* (Yabe & Hanzawa), *Tonasia* sp., ostracode —specii de *Cytherella*, *Cypridea*, *Cyprione*, *Palaeocytheridea* —, decapode anomure — *Favreina salevensis* (Paréjas)—, characee și alge — *Radoiciciella subtilis* Dragastan, *Macroporella embergeri* (Bouroullec & Deloffre) etc. — este berriasian-valanginian inferior și reprezintă echivalentul în facies recifal și lagunar al „asociației cu *Calpionellites neocomiensis*" și al părții inferioare a „asociației cu *Tintinnopsella carpathica*" din faciesul pelagic.

— microfaciesul calcaros intraclastic cu *Trocholine* și *Miliolidae*, microfaciesul calcaros micritic cu *Trocholine* și *Miliolidae* (fig. 4, *1* respectiv *2*). Calcarele intrasparitice sînt însoțite de formațiuni biostromale (Serdanu, Brîncoveanu, Cartojani, Talpa, Ciuperceni) și în

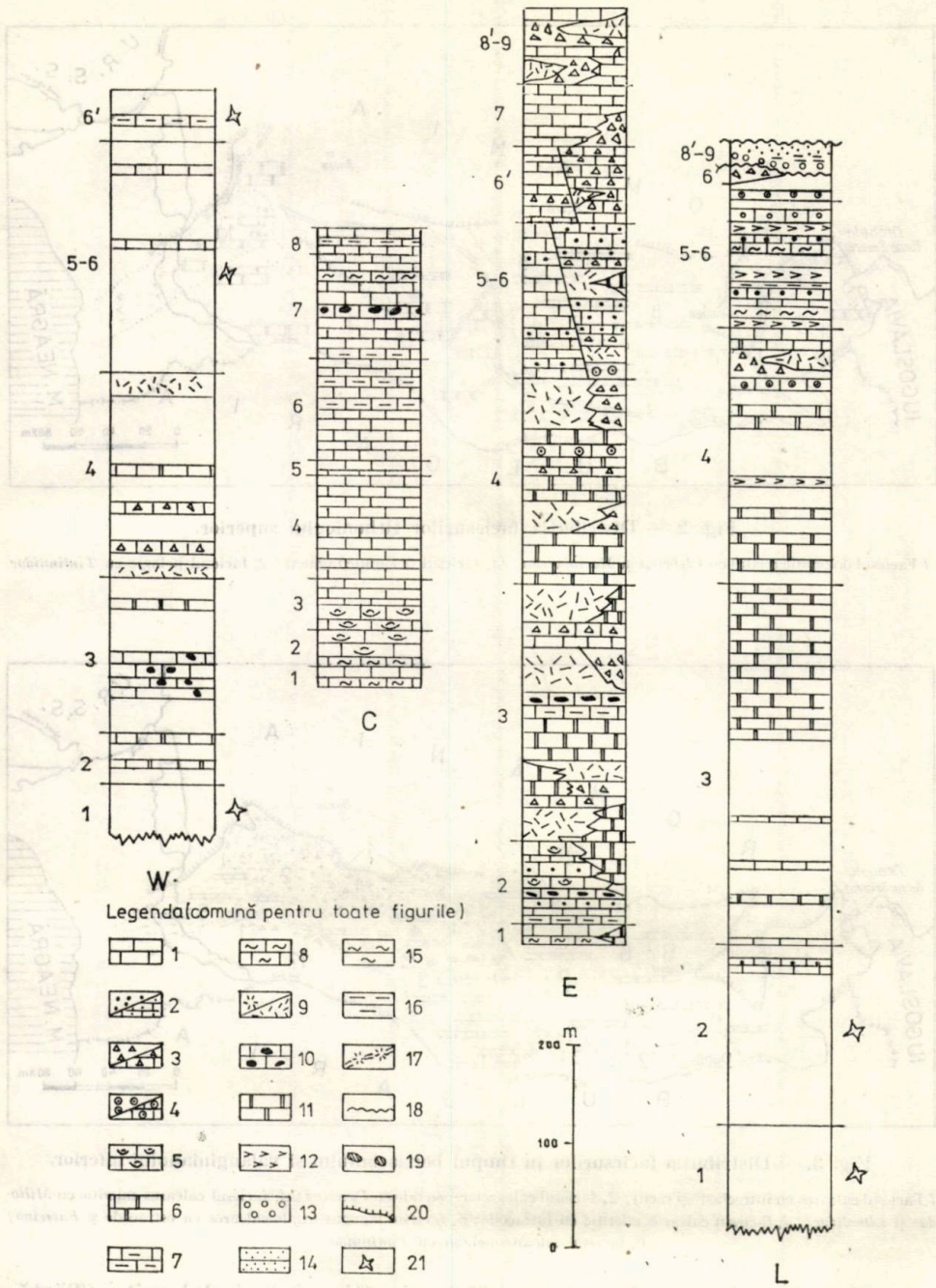


Fig. 1. — Coloane stratigrafice sintetice ale depozitelor jurasic superioare — cretacic inferioare de pe teritoriul românesc al Platformei Moesice.

W, Platforma carbonatică vestică; *C*, bazinul central; *E*, platforma carbonatică estică; *L*, domeniul periferic estic (cu faciesuri lagunare și faciesuri continentale roșii); *1*, callovian superior — oxfordian inferior; *2*, oxfordian superior — kimmeridgian inferior; *3*, kimmeridgian superior — tithonic inferior; *4*, tithonic superior; *5*, berriasian; *5—6*, berriasian — valanginian inferior; *6*, valanginian; *6'*, valanginian superior; *7*, hauterivian; *8*, barremian inferior; *8'—9*, barremian — apțian inferior.

Legenda: *1*, calcare micritice; *2*, calcare peletale; *3*, calcare intraclastice; *4*, calcare oolitice; *5*, calcare nodulare; *6*, calcare dolomitizate; *7*, calcare argiloase; *8*, marnocalcare; *9*, recifi-calcare recifale; *10*, accidente silicioase (silexuri); *11*, dolomite; *12*, anhidrite, gipsuri; *13*, conglomerate; *14*, gresii și nisipuri; *15*, marne; *16*, argile; *17*, barieră recifală; *18*, suprafață de eroziune; *19*, reliefuri de fund; *20*, arii emerse; *21*, etaje separate pe baza înscrierilor din diagrafiile electrice.

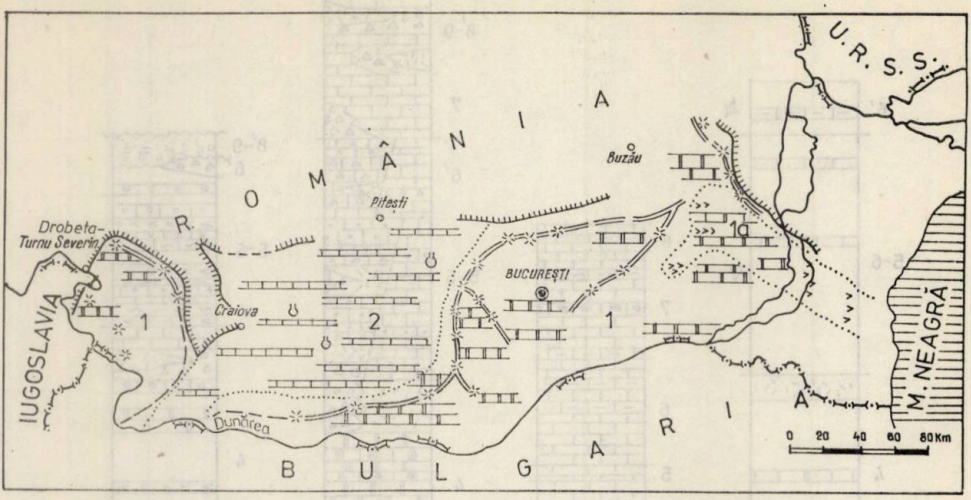


Fig. 2. — Distribuția faciesurilor tithonicului superior.

1 Faciesul dolomitic recifal cu *Clypeina* și *Macroporella*; *1a*, faciesul dolomitic lagunar; *2*, faciesul pelagic cu *Tintinnidae*.

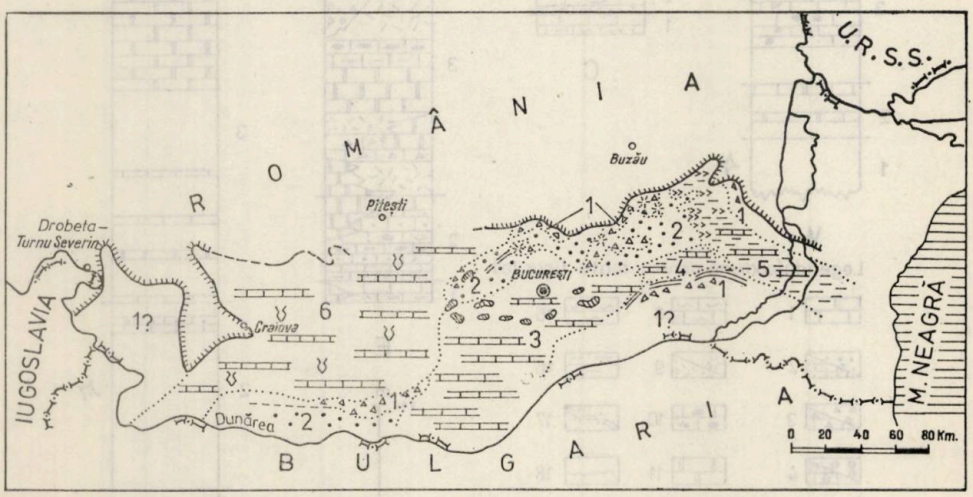


Fig. 3. — Distribuția faciesurilor în timpul berriasianului și valanginianului inferior.

1, Faciesul calcaros cu intreclaste și recifi; *2*, faciesul calcarelor peletale cu *Favreina*; *3*, faciesul calcaros micritic cu *Miliodae* și *Lituolidae*; *4*, faciesul calcaros micritic cu ostracode; *5*, faciesul lagunar argilo-calcaros cu ostracode și *Favreina*; *6*, faciesul calcaros pelagic cu *Tintinnidae*.

subsidiar de calcare pelsparitice (Gîrbovi, Giurgiu) și dolomite (Tărtășești). Macrofauna este reprezentată prin fosile de facies *(Nerinea, Diceras, Aporhais, Astarte, Entolium, Zeilleria, Rynconella)*, iar microfauna prin *Pseudotextulariella salevensis* Charollais, Brönnimann & Zaninetti, *Cuneo-*

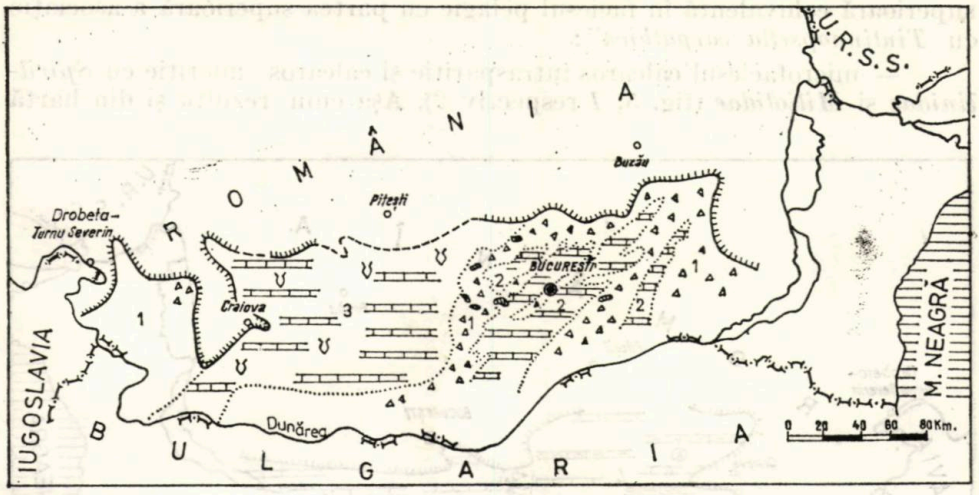


Fig. 4. — Distribuția faciesurilor în timpul valanginianului superior.

1, Faciesul calcaros intraclastic cu *Trocholinae* și *Miliolidae*; *2*, faciesul calcaros micritic cu *Trocholinae* și *Miliolidae*; *3*, faciesul calcaros pelagic cu *Tintinnidae*.

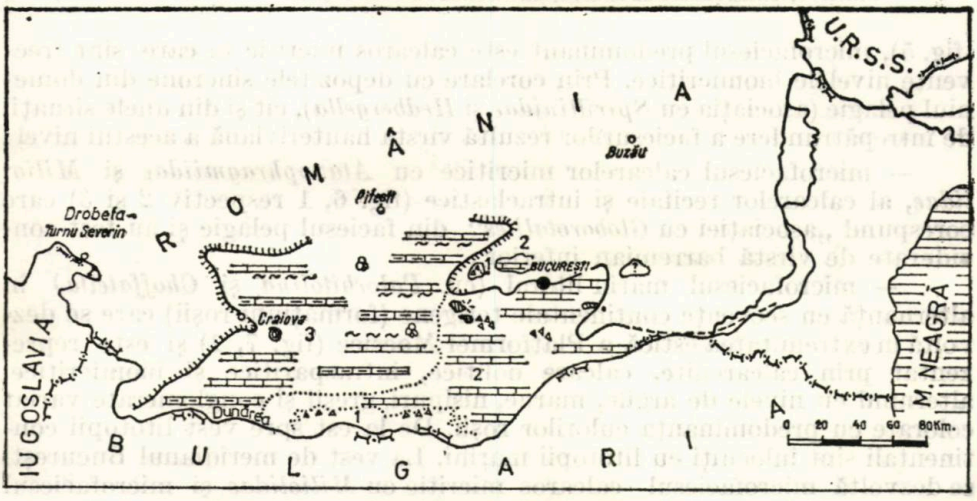


Fig. 5. — Distribuția faciesurilor în timpul hauterivianului.

1, Faciesul calcaros intrasparitic cu *Spirillinidae* și *Miliolidae*; *2*, faciesul calcaros micritic cu *Spirillinidae* și *Miliolidae*; *3*, faciesul calcarelor argiloase cu *Spirillinidae* și *Hedbergella*.

lina tenuis Velic & Gusic, *Conorboides valendisensis* (Bartenstein & Brand), *Trocholina alpina* (Leupold), *T. valdensis* (Reichel), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Cayeuxia anae* Dragastan etc., care indică vîrsta valanginian

superioară echivalentă în faciesul pelagic cu partea superioară a asociație cu *Tintinnopsella carpathica*";

— microfaciesul calcaros intrasparitic și calcaros micritic cu *Spirillinidae* și *Miliolidae* (fig. 5, *1* respectiv *2*). Așa cum rezultă și din hartă

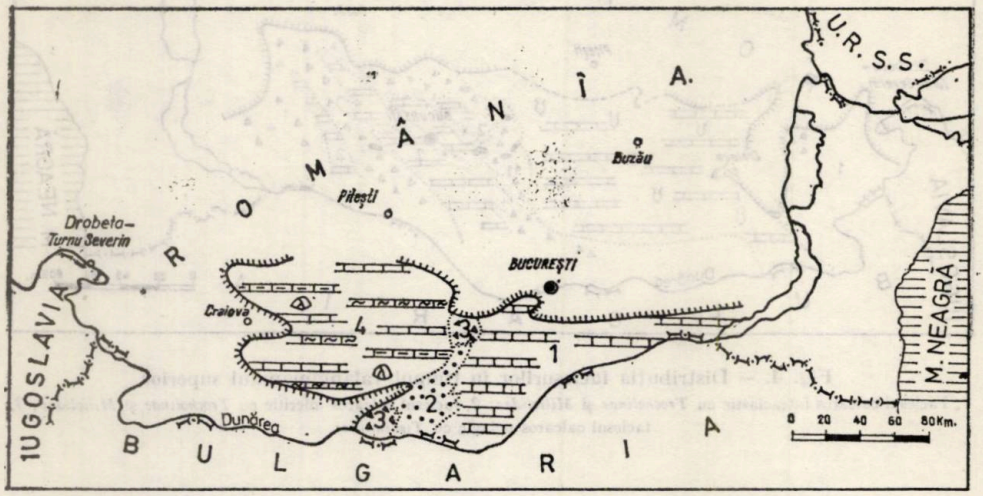


Fig. 6. — Distribuția faciesurilor în timpul barremianului inferior.

1, Faciesul calcaros micritic cu *Ataxophragmiidae* și *Miliolidae*; *2*, faciesul calcaros peletal cu *Ataxophragmiidae* și *Miliolidae*; *3*, faciesul recifal-intraclastic; *4*, faciesul calcarelor micritice și marnelor cu *Globorotalites*.

(fig. 5), microfaciesul predominant este calcaros micritic în care sînt frecvente nivelele biomicritice. Prin corelare cu depozitele sincrone din domeniul pelagic (asociația cu *Spirillinidae* și *Hedbergella*), cît și din unele situații de întrepătrundere a faciesurilor rezultă vîrsta hauteriviană a acestui nivel;

— microfaciesul calcarelor micritice cu *Ataxophragmiidae* și *Miliolidae*, al calcarelor recifale și intraclastice (fig. 6, 1 respectiv *2* și *3*) care corespund „asociației cu *Globorotalites*" din faciesul pelagic și au fost considerate de vîrstă barremian inferior;

— microfaciesul marin-litoral (cu *Palorbitolina* și *Choffatella)* în alternanță cu secvențe continentale terigene (formațiuni roșii) care se dezvoltă în extremitatea estică a Platformei Moesice (fig. 7, *1*) și este reprezentat prin calcarenite, calcare oolitice, intrasparitice și biomicritice, alternînd cu nivele de argile, marne, nisipuri, gresii și conglomerate variat colorate cu predominanța culorilor roșii. De la est spre vest litotopii continentali sînt înlocuiți cu litotopii marini. La vest de meridianul București se dezvoltă microfaciesul calcaros micritic cu *Miliolidae* și microfaciesul calcaros recifal intraclastic (fig. 7, *2* respectiv *3*). Conținutul macropaleontologic reprezentat prin *Tylostoma* cf. *depresum* Pictet & Campiche, *Bulla tombeckiana* Pictet & Renev, *Neithea morris* Pictet, *Trochus* cf. *zollihoferi* Pictet & Campiche, *Toucasia* sp., *Pseudoglauconia* sp. etc., cît și conținutul micropaleontologic alcătuit din *Pfenderina globosa* Foury, *Melathrokerion* aff. *praesigali* (Banner), *Pseudotextulariella*? *scarsellai* (de Castro), *Palorbitolina conoidea* (Gras), *Orbitolinopsis kiliani* Silvestri, *Trocholina*

friburgensis (Guillaume & Reichel), *T. aptiensis* Iovceva, *Lithocodium aggregatum* Elliott, *Cayeuxia piae* Frollo, *Lacrymorphus barremianus* Dragastan, *Boueina hochstetteri* Toula, *Salpingoporella* sp. etc. indică vîrsta barremian superior-apţiain inferior a acestor depozite.

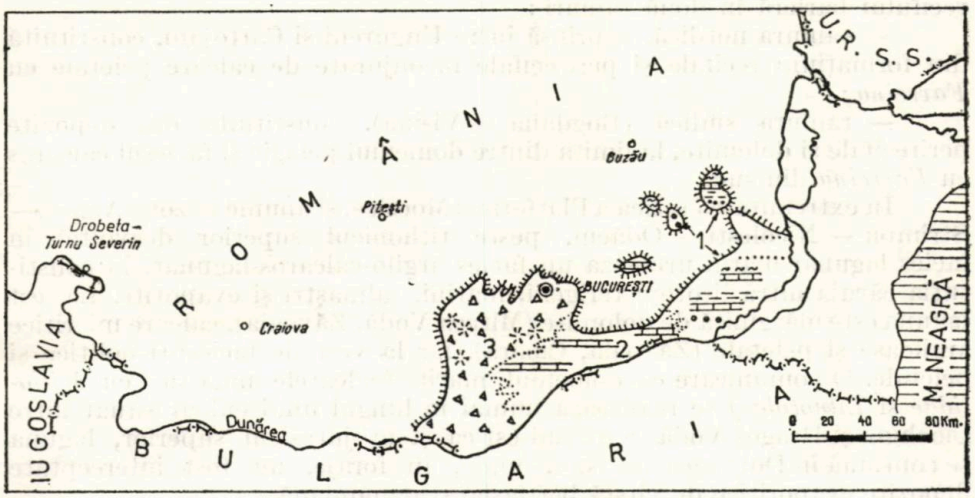


Fig. 7. — Distribuţia faciesurilor în timpul barremianului superior — apţianului inferior. *1*, Faciesul mixt: marin-litoral (cu *Palorbitolina* şi *Choffatella)* cu secvenţe continentale; *2*, faciesul calcaros micritic cu *Miliolidae*; *3*, faciesul recifal-intraclastic.

CONSIDERAŢII SEDIMENTOLOGICE, ECOLOGICE ŞI PALEOGEOGRAFICE

Cele două domenii de sedimentare instalate pe teritoriul Platformei Moesice în tithonicul superior se recunosc şi la începutul perioadei cretacice şi evoluează în mod diferit din berriasian pînă în apţian inferior, cînd întreaga unitate structurală este exondată.

DOMENIUL PLATFORMELOR CARBONATICE SUBMERSE

1) Shelful carbonatic estic sau Platforma Moesică propriu-zisă ocupă în berriasian-valanginian inferior (fig. 3) aproape aceeaşi suprafaţă cu cea din tithonicul superior (fig. 2). Face excepţie extremitatea sa estică, unde se înregistrează o uşoară retragere a liniei de ţărm în sectorul Perişoru — Mircea Vodă — Strîmbu.

Sedimentarea este mai variată ca în tithonicul superior şi poartă amprenta celor două aliniamente recifale deja semnalate la acest nivel. De aliniamentul recifal nordic sînt legate depozitele de salinitate crescută, adîncime mică şi relief de fund cu morfologie variată, dezvoltate în faciesul calcaros cu intraclaste şi recifi şi faciesul peletal cu *Favreina*. De creasta mediană Dragoş Vodă — Postăvaru — Videle sînt legate, pe de o parte, faciesul calcaros cu intraclaste şi recifi din est (Dragoş Vodă — Postăvaru),

dezvoltat în condiții de salinitate crescută, pe de altă parte, înspre vest, faciesul calcaros micritic cu *Miliolidae* și *Lituolidae*, dezvoltat în condiții de salinitate normală. Între acest ultim facies, care poate fi încadrat în categoria faciesurilor biogene de shelf deschis și faciesul pelagic-calcaros din domeniul bazinal, are loc o comunicare liberă, ca urmare a fragmentării recifului barieră în două ramuri :

— ramura nordică, cuprinsă între Ungureni și Cartojani, constituită din formațiuni recifale și perirecifale înconjurate de calcare peletale cu *Favreina;*

— ramura sudică (Bogdana — Vișina), constituită din depozite perirecifale și dolomite, la limita dintre domeniul pelagic și faciesul calcaros cu *Favreina* din sud.

În extremitatea estică a Platformei Moesice, și anume în zona Amara — Strîmbu — Nicolești — Odăeni, peste tithonicul superior dezvoltat în facies lagunar-marin urmează un facies argilo-calcaros-lagunar, în constituția căruia intră litotopi terigeni, marini, salmaștri și evaporite. La est laguna este mărginită de dolomite (Mircea Vodă, Zăvoaia), calcare micritice argiloase și peletale (Zăvoaia, Cioara), iar la vest de faciesuri oolitice și peletale. O comunicare cu domeniul marin (calcarele micritice cu *Miliolidae* și *Lituolidae)* se realizează numai în lungul unui culoar situat între Ciochina și Dragoș Vodă. Spre sud-est ca și în jurasicul superior, laguna se continuă în Dobrogea de sud, unde, în foraje, au fost interceptate depozite evaporitice de vîrstă berriasian-valanginiană.

În depozitele berriasian-valanginiene inferioare din domeniul de platformă submersă, principalele organisme întîlnite sînt favreinele, foraminiferele, algele, characeele, ostracodele. Datele de ordin ecologic legate de grupele de organisme fosile menționate conduc la concluzia că sedimentarea depozitelor berriasian-valanginian inferioare a avut loc în zona infralitorală și parțial sublitorală a unui bazin marin cu configurația fundului foarte variată. Calcarele peletale cu *Favreina* se depuneau la adăpostul curenților marini, valurilor și mareelor, iar calcarele cu intraclaste și recifi într-un sector cu hidrodinamică activă. Temperaturile erau în general ridicate, fapt atestat atît de conținutul faunei și florei marine, cît și de conținutul vegetal provenit din zonele terestre limitrofe. Aerarea și bogăția în oxigen au permis conservarea compușilor oxidați ai fierului, în special în zona de dezvoltare a faciesului policolor, situată în apropierea de un uscat — sursă. Dezvoltarea puternică a faciesului calcaros organogen și prezența masivă a algelor calcaroase indică o foarte bună luminozitate a apelor, reconfirmînd adîncimile mici ale bazinului de sedimentare.

În valanginianul superior (fig. 4) se înregistrează două evenimente demne de semnalat în sedimentarea shelfului carbonatic estic :

— reducerea evidentă a teritoriului submers în extremitatea estică, prin exondarea sectorului cu depozite lagunare berriasian-valanginian inferioare ;

— uniformizarea condițiilor de salinitate, devenite marine tipice, ca urmare probabil a reducerii rolului barierelor recifale și în special a celei de pe linia Dragoș Vodă — Videle. Datorită acestui fapt, diferențierea facială este legată acum în principal de factorul batimetric.

Sedimentarea continuă în condițiile unui shelf deschis, de mică adîncime, cu tendința de adîncire de la NE spre SV. Pe acest fond general

par să se grefeze o serie de forme morfostructurale largi, orientate NE-SV, care au determinat şi o dispoziţie similară a faciesurilor, intrasparitic şi biomicritic.

Principalele grupe fosile din asociaţia valanginianului superior de tip neritic-recifal sînt trocholinele, miliolidele, lituolidele, ataxophragmiidele şi algele calcaroase, care înregistrează adevărate explozii. Trocholinele şi algele se întîlnesc în mediile adăpostite de pe fundurile înalte cu substrat dur, iar miliolidele şi lituolidele în zonele cu aport mai ridicat de mîl calcaros.

Cantităţile de calcit precipitat fizico-chimic şi biochimic sînt superioare, în comparaţie cu cele ale nivelului inferior, şi se reflectă atît în masivitatea pachetelor de calcare, cît şi în robusteţea texturilor organismelor incluse. Curenţii litorali existenţi pe shelf au determinat direcţia de distribuţie a materialului intraclastic şi o selecţie în distribuţia organismelor.

Hauterivianul din domeniul shelfului carbonatic estic corespunde unei exondări dezvoltate de la E spre V şi N spre S. Aria de sedimentare se reduce acum practic (fig. 5) numai la zona de la sud de Bucureşti, cu extindere spre Corabia — Dăbuleni.

Calcarele micritice predomină net pe cele intrasparitice, ambele cu *Spirillinidae* şi *Miliolidae*. În zona Corabia — Dăbuleni se sesizează evidente interferenţe cu depozite pelagice, la limita de demarcaţie dintre cele două domenii de sedimentare. La Videle se schiţează un mic recif, iar de-a lungul Dunării (între Viişoara şi Potelu) apar calcare intrasparitice şi peletale, de asemenea cu *Spirillinidae* şi *Miliolidae*. Acestea nu se mai situează însă, ca pînă acum, la limita cu domeniul bazinal, ci la sud de faciesul calcaros micritic.

Dintre formele fosile care înregistrează cea mai mare frecvenţă în asociaţia hauterivianului, în facies neritic-recifal, se menţionează spirilinidele şi miliolidele, care dealtfel definesc şi microfaciesul, la care se adaugă reprezentanţi ai altor familii de foraminifere bentonice.

Cercetările ecologice privind condiţiile de viaţă ale principalelor organisme din asociaţia microfaunistică a hauterivianului indică coexistenţa unor medii sensibil diferite, în care se resimt totuşi influenţele domeniului bazinal.

În timpul barremianului inferior marea continuă să se retragă spre sud de Bucureşti (fig. 6). Sectorul vestic al shelfului este mai ridicat şi are rol de prag separator faţă de domeniul bazinal. Acest prag este situat aproximativ pe amplasamentul recifului barieră Ciuperceni — Frăsinet — Alexandria — Islaz. Spre est marea barremian inferioară acoperă şi sudul Dobrogei de sud (A. Bărbulescu, Th. Neagu, 1975).

O dezvoltare mai mare o are faciesul calcaros micritic cu *Ataxophragmiidae* şi *Miliolidae*, întîlnit aproape pe întreaga suprafaţă a shelfului carbonatic estic la acest nivel stratigrafic. În zona de contact cu domeniul bazinal se dispune faciesul calcaros peletal cu *Ataxophragmiidae* şi *Miliolidae*, cu alura unei benzi periferice. Atît în extremitatea nordică, cît şi în cea sudică a acestui facies, se remarcă două zone recifale (Ciuperceni — Talpa, şi respectiv, Islaz — Viişoara).

Caracterul de formaţiune de shelf este dat de conţinutul în *Ataxophragmiidae* şi *Miliolidae*, organisme care domină întreaga asociaţie micropaleontologică. În general, asociaţia aminteşte de faciesurile calca-

relor urgoniene semnalate de C o n r a d (1969) în împrejurimile Genevei și permite încadrarea mediului de sedimentare în grupa infralitoral-mediu, cu ape limpezi, de adîncime redusă, hidrodinamică slabă, saturat în CO_3Ca.

În sfîrșit, o ușoară transgresiune, cu direcție SE-NV, are loc în domeniul shelfului carbonatic estic, în timpul barremianului superior-apțianului inferior (fig. 7). În transgresiunea lor apele acoperă diverse depozite exondate, unele chiar de vîrstă berriasian-valanginiană (Jugureanu, Odăeni, Lipănești) sau valanginian superioară (Brăgăreasa, Colelia, Călărași). În aceste regiuni faciesurile întîlnite sînt faciesuri mixte marine-litorale. (calcare oolitice, calcarenite, calcare biomicritice cu *Palorbitolina* și *Choffatella*) cu secvențe continentale (conglomerate, gresii, marne policolore).

Spre vest s-au depus calcare micritice ca și la nivelul stratigrafic inferior, iar în sectorul Talpa — Epurești se întîlnesc calcare cu intraclaste și recifi. Și aici caracterul de formațiune de shelf este dat de organismele fosile.

Nivelele de marne policolore conțin în special ostracode și characee, a căror biologie indică un mediu de depunere continental, cu un însemnat aport de material terigen, în timp ce nivelele de calcare cu *Orbitolinidae* și *Choffatella* caracterizează un mediu de sedimentare marin infralitoral-extern, cu adîncimi reduse la cîțiva metri, cu ape mîloase și substrat mobil nefavorabil dezvoltării algelor.

Cu apțianul inferior se încheie sedimentarea în domeniul shelfului carbonatic estic, după care întreg teritoriul „Platformei Moesice" se exondează. În acest fel ia sfîrșit ciclul de sedimentare dogger-cretacic inferior. Un nou ciclu de sedimentare marină va începe odată cu albianul.

2) S h e l f u l c a r b o n a t i c v e s t i c a cunoscut cea mai scurtă evoluție. În același timp, datorită volumului foarte redus de informații, configurația sa, continuarea spre sud pe teritoriul iugoslav și bulgar, precum și demarcația acestui domeniu de cel bazinal se cunosc foarte puțin. Din informațiile existente rezultă că apele au acoperit shelful vestic în timpul cretacicului inferior, numai în berriasian și valanginian (fig. 3, 4), și că faciesul sub care se prezintă depozitele corespunzătoare este cel al calcarelor cu intraclaste și recifi.

DOMENIUL BAZINAL DE FLATFORMĂ

Sedimentarea în acest domeniu continuă în tot timpul cretacicului inferior (berriasian — barremian inferior), fără întrerupere, păstrînd, cu excepția ultimei sale faze, configurația cunoscută încă din tithonicul superior (fig. 2—6). În barremianul inferior bazinul de sedimentare își restrînge arealul ca urmare a mutării spre interior (est) a țărmului său vestic (fig. 6).

Faciesul caracteristic depozitelor cretacic inferioare din domeniul bazinal este calcaros-micritic, pelagic. Din hauterivian se adaugă marnele și marnocalcarele, ca urmare a intervenției componenților coloidali argiloși. Totodată se constată apariția de faciesuri slab reducătoare cu formare, în cantități minore, de glauconit și pirită (în special în marne și marnocalcare).

Principalele grupe de organisme fosile sînt reprezentate prin tintinnide (berriasian-hauterivian inferior) şi prin hedbergelle (hauterivian — barremian inferior). La acestea se adaugă cu participări variate radiolarii, spongierii, foraminiferele bentonice etc. Asociaţia micropaleontologică în general, dar mai ales organismele planctonice demonstrează că în tot acest timp bazinul de sedimentare reprezintă o mare deschisă. Corelările faciale par să idice comunicări directe spre sud cu geosinclinalul Balcanilor prin Depresiunea Lom—Lukovit, cel puţin pînă în hauterivian. O eventuală comunicare cu geosinclinalul flişului carpatic, printr-un culoar situat între Spineni şi Gura Şuţii, nu poate fi încă argumentată.

S-ar mai putea adăuga că în afară de constanţa configuraţiei bazinului, a faciesului pelagic şi a relaţiilor sale cu zonele limitrofe, domeniul bazinal de platformă a mai fost caracterizat şi de constanţa în timp a:

— reliefului fundului (neaccidentat şi cu unghiuri de pantă foarte mici);

— batimetriei, care permite încadrarea sa în categoria bazinelor de adîncime mică;

— regimului dinamic caracterizat prin ape calme, neagitate la suprafaţă şi cu curenţi de fund slabi care permiteau totuşi o aerare satisfăcătoare. Regimul gazos controla uşoare variaţii ale Eh-ului, în jurul valorii de zero în condiţiile unui PH alcalin;

— regimului de temperatură al apelor influenţat de clima caldă corespunzătoare sedimentării recifal-lagunare din sectorul adiacent al shelfului carbonatat estic.

În aceste condiţii, în domeniul bazinal de platformă, s-au acumulat sedimente carbonatice fine în care sînt abundent reprezentate organismele pelagice. Fineţea sedimentelor şi viteza mică de acumulare au condus la formarea unei serii cu grosime stratigrafică relativ mică comparativ cu seria corespondentă din domeniul recifal.

La finele barremianului inferior (zona cu *Barremites difficilis)* apele domeniului bazinal de platformă se retrag, întreg arealul rămînînd exondat pînă în albianul superior.

CONCLUZII

Lucrarea de faţă ca şi lucrarea anterioră reprezintă o sinteză a tuturor datelor de cunoaştere sedimentologică şi biostratigrafică cu privire la faciesurile şi condiţiile de sedimentare a depozitelor malm-cretacic inferioare din Platforma Moesică.

S-a stabilit astfel existenţa în Platforma Moesică a unui mediu de sedimentare pelagică din callovianul superior pînă în tithonicul inferior. În tithonicul superior domeniul pelagic este restrîns la partea central-vestică a platformei; la est şi vest de acest sector se instalează două platforme carbonatice submerse.

În extremitatea estică a platformei condiţiile de sedimentare au per[illegible] individualizarea unor lagune temporare în tithonicul superior şi în [illegible]ria-sian-valanginian inferior, precum şi a unui facies mixt marin-co[illegible]mental în apţian.

Pe baza hărţilor paleogeografice se desprinde concluzia că pe teritoriul structural al Platformei Moesice, în timpul malm-cretacic inferior, existau trei sectoare distincte de sedimentare, şi anume două sectoare de shelf carbonatic (estic şi vestic), între care se situa un sector bazinal de platformă. Sectoarele de shelf sînt limitate la nord de zone ridicate care au funcţionat probabil ca ţărmuri. Tot ca o zonă de ţărm a funcţionat şi teritoriul Dobrogei la nord de linia Capidava — Canara.

Domeniile de sedimentare de pe teritoriul românesc al Platformei Moesice se urmăresc spre sud pe teritoriul bulgar (M. M. Grachevskyi, Y. M. Berlin, Y. M. Khakimov, Y. V. Shimanov (1973).

Extremitatea vestică a platormei a fost complet exondată după valanginianul superior şi a funcţionat ca uscat pînă în albian. Partea estică a platformei a avut o evoluţie mai lungă (pînă în apţianul inferior inclusiv) şi a fost afectată de o continuă retragere a apelor spre vest şi sud. O uşoară transgresiune se recunoaşte, fiind păstrată sub formă de petice, în barremianul superior-apţian.

Domeniul de sedimentare pelagică prezintă caracterele unei mări deschise, cu legături spre sud prin Depresiunea Lom—Lukovit cu flişul Balcanilor, iar spre nord cu legătură posibilă prin culoarul Spineni — Gura Şuţii cu flişul carpatic. Faciesuri mai mult sau mai puţin similare sînt cunoscute în Masivul Bucegi şi Culoarul Dîmbovicioarei, dar legarea acestora cu cele din platformă nu este încă posibilă.

THE MICROFACIES OF THE LOWER CRETACEUOS IN THE MOESIAN PLATFORM

SUMMARY

This paper ends the presentation of the Upper Callovian-Lower Aptian carbonate episode microfacies of the Moesian Platform.

The micro-facial investigation led us to an original synthesis concerning the Moesian Platform history divided into three distinct areas : the eastern carbonate platform, the central basin and the western carbonate platform.

The history of these areas is described in the text and graphically presented in seven figures.

BIBLIOGRAFIE

BĂNCILĂ I. (1973), *Asupra prezenţei unei formaţiuni gipsifere purbekian-wealdiene în regiunea Feteşti-Constanţa*, St. cerc. geol., geofiz., geogr. Seria geologie, **18**, *1*, 115—125.

BĂRBULESCU A., NEAGU TH., LĂZĂROI I., VODISLAV C. (1975), *Brahiopode eocretacice din Dobrogea de sud*. St. cerc. geol., geof., geogr., Geologie, **20**, 111—141.

COSTEA I. (1974), *Micropaleontological study of the Lower Cretaceous in the central part of the Moesian Platform (Romania)*, Neues Jahrb. Geol. Pal., **146**, *1*, 1—28, pl. 1—7, Stuttgart.

C[illegible]A I., COMŞA DOINA (1969), *Organismes planctoniques à la limite Jurassique Crétacé dans la Plate-forme Mœsienne (Roumanie)*, Proc. first Intern. Confer. Plankt. Mikrof., Genève 1967, **II**, 100—122, pl. 1—4, Leiden.

DRĂGĂNE[illegible] A. (1976), *Lower Cretaceous carbonate and carbonate-evaporite sedimentation in the [illegible]ast-wallachian sector of the Moesian Platform (Eastern Romanian Plain)*, An. Inst. [illegible]ol. Geof., **XLVIII**, 5—54.

GRACHEVSKYI M.M., BERLIN Y. M., KHAKIMOV Y. M., SHIMANOV Y. V. (1973), *The Malm-Valanginian barrier reefs of North Bulgaria as a promising object of search for oil and gas*, Sovetskaia geologia, **4**, 137—141, Moscova.

MUȚIU R. (1966), *Contribuții la studiul Neocomianului amonitic din Platforma Moesică (partea centrală)*, Rev. petrol și gaze, **XVII**, 9, 447—454, pl. 1—2.

— (1967), *Contributions à l'étude paléontologique du Crétacé inférieur dans la Plate-forme Mœsique*, Assoc. Geol. Carp-Balc., Congr. VIII, **I**, 315—322, pl. 1—2, Belgrad.

NEAGU Th., PANĂ I., DRAGASTAN O. (1977), *Biostratigraphie de la série des calcaires éocrétacés de l'aire Cernavodă — Alimanu-Ostrov*, Rév. roum. Géol., Géophys, Géogr., Géologie, **21**, 137—144.

NIKOLOV T. (1969), *Le Crétacé inférieur en Bulgarie*, Bull. Soc. Géol. France, Seria **XI**, *1*, 56—68, Paris.

PATRULIUS D. (1964), *Studiul stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate*, D. S. Inst. geol., **XLIX**, 81—91.

PATRULIUS D., NEAGU Th., AVRAM E., POP GR. (1976), *The Jurassic-Cretaceous Boundary beds in Romania*, An. Inst. geol. geof., **L**, 71—127.

POPESCU M., PĂTRUȚ I., PARASCHIV D. (1967), *Stadiul actual de cunoaștere geologică a Platformei Moesice de pe teritoriul României*, Rev. petrol și gaze, **XVIII**, 1, 6—15.

VINOGRADOV C., DRAGASTAN O. (1975), *Microfacial study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits from the central part of the Moesic Platform (Romania)*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géologie, **19**, 105—118.

VINORGRADOV C., COSTEA I., COMȘA DOINA (1978), *Microfaciesuri jurasice superioare din Platforma Moesică corelate cu depozite sincrene din zone învecinate*, St. cerc. geol., geofiz., geogr, Geologie, **23**, *1*, 65—72.

Primit în redacție la
8 noiembrie 1978

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze

SEMNIFICAȚIA BIOSTRATIGRAFICĂ A FAUNEI DE INOCERAMI DE LA CAUGAGIA (BAZINUL BABADAG, DOBROGEA DE NORD)

DE

L. SZÁSZ, D. GRIGORESCU, GH. MARTINOF

1. INTRODUCERE

Inoceramii, deşi animale bentonice, din categoria celor ce au dat „fosile de facies", prin viteza ridicată a proceselor de speciaţie pe care au cunoscut-o în timpul cretacicului superior, reprezintă bune „fosile caracteristice" a căror valoare biostratigrafică a fost atestată prin numeroase cercetări efectuate în diverse regiuni ale Europei, Asiei, Americii de Nord etc.

În faciesurile calcaroase şi calcaro-pelitice ale cretacicului superior (turonian-senonian) din Bazinul Babadag, inoceramii constituie elementul faunistic cel mai răspîndit, formînd asociaţii multispecifice cantonate în cadrul unor nivele fosilifere ce se succedă în coloanele litostratigrafice din acest bazin.

Prezenţa şi diversitatea inoceramilor în cretacicul superior din Bazinul Babadag au fot semnalate încă de K. Peters (1863), iar ulterior de F. Toula (1893), V. Anastasiu (1898), I. Simionescu (1910, 1914), G. Macovei (1934), O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă (1964). Alături de inocerami sînt citate brahiopode, amoniţi, echinizi, dinţi de squali.

Autorii acestei lucrări (D. Grigorescu şi Gh. Martinof în 1971, L. Szász în 1976 şi 1977) cu colectat din diferite zone situate în apropierea punctului fosilifer citat de G. Macovei (1934) la Caugagia[1] o faună de inocerami deosebit de bogată şi variată, cuprinzînd peste 22 de specii (L. Szász, manuscris) alături de cîţiva amoniţi caracteristici zonei cu *Barroisiceras haberfellneri* Hauer.

2. SUCCESIUNEA LITOSTRATIGRAFICĂ ŞI DATE MICROFACIALE ASUPRA DEPOZITELOR CRETACICE SUPERIOARE DIN ZONA CAUGAGIA — BAIA

În cadrul unor cariere situate la marginea sudică a satului Caugagia, în partea sud-estică a dealului Bal-Bair, la nord de comuna Baia, precum şi în unele escarpamente ce apar între Baia şi Ceamurlia de Jos (fig. 1),

[1] Fără a se ocupa în mod special de fauna de inocerami, mult mai diversă decît ar sugera singura specie determinată (*I. lamarcki* Park.), G. Macovei recunoaşte mai multe specii de amoniţi (*Gaudryceras mite* Hauer, *Kossmaticeras brandti* Redt., *Barroisiceras haberfellneri* Hauer) şi echinidul *Micraster* cf. *cortestudinarium*, ultimele două specii avînd o deosebită importanţă în discutarea vîrstei acestor depozite.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 313—319, BUCUREŞTI, 1978

depozitele cretacic superioare cu inocerami apar deschise pe grosimi variind între 3 şi 6 m, grosimea totală a acestor depozite putînd fi estimată la 55—60 mm.

Fig. 1. — Localizarea punctelor fosilifere cu inocerami coniacieni în sectorul Caugagia — Baia.

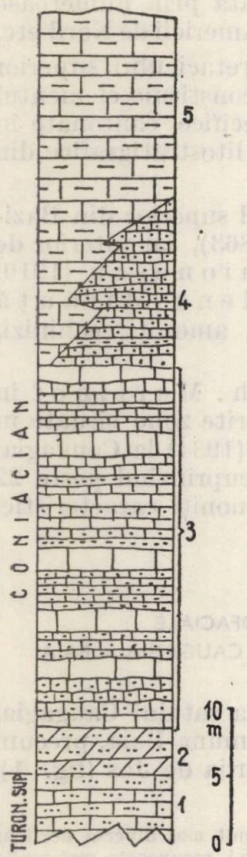


Fig. 2. — Succesiunea litostratigrafică a depozitelor turonian superior-coniacian în sectorul Caugagia — Baia.

1, Calcare detritice-gălbui, slab stratificate; *2*, marnocalcare nisipoase cenuşiu-verzui nefosilifere; *3*, orizontul calcarelor silicifiate cu inocerami; *4*, alternanţă de calcare detritice şi gresii calcaroase fin stratificate; *5*, marnocalcare cenuşiu-gălbui.

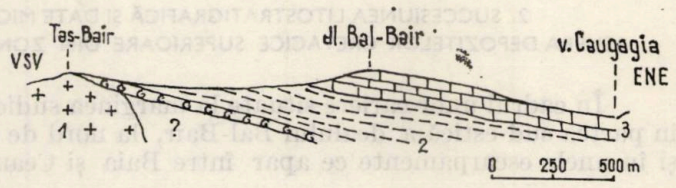


Fig. 3. — Secţiune geologică în dealul Bal-Bair.
1, Porfire cuarţifere; *2*, cenomanian-turoinan; *3*, coniacian.

Succesiunea litologică începe cu calcare detritice gălbui, cu stratificaţie greu distinctă, urmate de un pachet de circa 5 m grosime, format din marnocalcare nisipoase cenuşiu-verzui, nefosilifere, peste care este dispus

un orizont litologic, cu o grosime de circa 25 m, constituit din strate (30—40 cm grosime) de calcare cenușiu deschis, uneori cenușiu-verzui cu accidente silicioase de tip „chaille", în care sînt cantonate numeroase cochilii bine păstrate de inocerami, alături de rare mulaje interne ale unor cochilii de amoniți și testuri de echinizi, în alternanță cu marnocalcare grezoase ușor gălbui, mai fin stratificate și calcare albe masive (fig. 2, fig. 3).

În secțiuni subțiri, calcarele fosilifere evidențiază o masă fundamentală micritică, în care mixturile argiloase par a avea o pondere importantă; materialul epiclastic fin arenitic și siltic nu depășește 5%, fiind format în cea mai mare parte din granule angulare de cuarț. Componenții bioclastici sînt reprezentați în cea mai mare parte prin megasclere și microsclere de spongieri, parțial calcitizate, subordonat testuri de globotruncane, cu loje umplute cu silice criptocristalină impregnată cu oxizi de fier, mai rar testuri întregi de tip „*Globotruncana tricarinata*" (Quereau)[2] (pl.I, fig. 1—3), precum și testuri de foraminifere bentonice *(Heterohelix, Bigenerina)* și fragmente de echinizi (plăci și radiole). Zonele silicifiate apar cu contururi neregulate, diseminate în masa micritică, din care se păstrează încă porțiuni relicte. În masa de silice criptocristalină pot fi cu greu distinși spiculi de spongieri.

Intercalațiile de calcare albe masive, formate dintr-o masă fundamentală microsparitică, cu foarte slabă participare a materialului epiclastic de dimensiuni siltice, evidențiază microfaciesul cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) (pl. I, fig. 2), alături de care se întîlnesc fragmente de globotruncane de tip *tricarinata*, întîlnită în întreaga succesiune a orizontului calcarelor silicifiate cu inocerami.

3. ASOCIAȚIILE DE FAUNĂ ȘI CONSIDERAȚII BIOSTRATIGRAFICE

În cariera din partea sud-estică a dealului Bal-Bair (fig. 1, pct. fosil. 3), în apropierea șoselei spre Ceamurlia de Sus, la 2 km vest de punctul numit „Două cantoane", orizontul calcarelor albe silicifiate apare deschis pe o grosime de 6 m, în cadrul cărora au fost recunoscute 3 strate de calcare albe, cu ușoară tentă verzuie, bogat fosilifere. Din aceste strate au fost determinate următoarele specii de inocerami:

Inoceramus schloenbachi Böhm, *Inoceramus lusatiae* Andert, *Inoceramus crassus anderti* Szász n. ssp. (Mscr.), *Inoceramus macoveii* Szász n. sp. (Mscr.), *Inoceramus pseudowandereri* Szász n. sp. (Mscr.), *Inoceramus dobrogiacus* Szász n.sp. (Mscr.), *Inoceramus babadagensis* Szàsz n. sp. (Mscr.), *Inoceramus paradeformis* Szász n. sp. (Mscr.), *Inoceramus danubicus* Szász n.sp. (Mscr.). *Inoceramus pseudoinconstans* Szász n. sp. (Mscr.).

Cercetările de teren au demonstrat că depozitele din această carieră se continuă pe flancul de nord-est al dealului Bal-Bair pînă în dreptul localității Caugagia. Aici orizontul fosilifer este deschis în mai multe escarpamente pe grosimi de 10—15 m, evidențiind 5—6 strate de calcare alb-

[2] Pentru informațiile legate de succesiunea biostratigrafică și de problemele de sinonimie a speciilor de *Marginotruncana* și *Globotruncana*, autorii mulțumesc dr. Jana Ion și dr. doc. T. Neagu.

verzui cu inocerami şi amoniţi. Întrucît fauna diferitelor strate nu prezintă deosebiri calitative, dăm asociaţia întregului pachet, în care în afara speciilor deja menţionate se întîlnesc :

Inoceramus inconstans sussexiensis Szász n. ssp. (Mscr.), *Inoceramus inconstans* Woods ssp. indet., *Inoceramus* aff. *naumanni* Yokoyama, *Inoceramus incurvatissimus* Tröger, *Inoceramus fiegei fiegei* Tröger, *Inoceramus* ex gr. *eamarcki* Park. *Inoceramus inaequivalvis inaequivalvis* Sclüter, *Inoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis* Andert, *Inoceramus stillei* Heinz, *Inoceramus rotundatus* Fiege, *Inoceramus deformis* Meek, *Inoceramus* cf. *sublabiatus* Müller, *Inoceramus brongniartiformis* Szász n. sp. (Mscr).

Tot din acest sector O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă (1964) citează speciile *Inoceramus lamarcki* Park., *I. inconstans* Woods, *I. carpathicus* Simionescu, *I. waltersdorfensis* Andert, *I. wandereri* Andert, *I. frechi* Flegel., *I. schloenbachi* Böhm, *I. sublabiatus* Müller.

Analizînd asociaţia de inocerami se constată următoarele :

1. Speciile *Inoceramus schloenbachi* Böhm, *I. inconstans* Woods, *I. stillei* Heinz, *I. lusatiae* Andert, *I. waltersdorfensis waltersdordensis* Andert, *I. fiegei fiegei* Tröger, *I. rotundatus* Fiege, *I. deformis* Meek, *I. carpathicus* Simionescu, *I. frechi* Flegel, *I. wandereri* Andert constituie asociaţia caracteristică a zonei cu *Inoceramus schloenbachi* Böhm, zona care în Europa de vest este considerată ca aparţinînd turonianului superior (H. Andert, 1934 ; O. Seitz, 1959 K. A. Troger, 1967, 1969, 1971 etc.).

2. Speciile *Inoceramus incurvatissimus* Tröger şi *I. sublabiatus* Müller se cunosc pînă în prezent numai în coniacian, iar *I. naumanni* Yokoyama este citat din coniacian şi santonian (T. Matsumoto, 1959).

3. Speciile *Inoceramus lamarcki* Park. şi *I. inaequivalvis inaequivalvis* Schlüt. sînt considerate în Europa de vest caracteristice pentru turonianul mediu, putînd urca cel mult pînă la baza turonianului superior.

4. În asociaţia menţionată există o serie de taxoni noi, care în mod normal nu sînt luaţi în consideraţie în aprecierile biostratigrafice. Menţionăm totuşi că dintre speciile noi, unele ca *I. dobrogiacus*, *I. babadagensis* şi *I. paradeformis* prezintă afinităţi evidente cu *I. deformis* Meek sau *I. erectus* Meek ; *I. pseudowandereri* este înrudit cu *I. wandereri* Andert, iar *I. brongniartiformis* prezintă mari asemănări cu *I. koegleri* Andert, toate fiind cunoscute din asociaţiile zonei cu *I. schloenbachi*, iar *I. crassus anderti* şi *I. inconstans sussexiensis* sînt descrise de Andert sub denumirea de *I. crassus* şi se cunosc tot din nivelul cu *I. schloenbachi*.

Prin urmare, dacă luăm în consideraţie numai asociaţia de inocerami sîntem tentaţi să afirmăm că în perimetrul la care ne referim depozitele aparţin turonianului mediu, turonianului superior şi coniacianului, fără a putea trasa limite biostratigrafice nete între aceste subdiviziuni, concluzia la care a ajuns dealtfel O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă (1964). Prin examinarea mai atentă a asociaţiilor faunistice ajungem însă la o concluzie diferită. Asociaţia faunistică a stratelor fosilifere din cadrul orizontului nu prezintă importante deosebiri calitative, nepermiţînd deci recunoaşterea elementelor caracteristice ale unor biozone succesive, diagnostice pentru intervalul turonian mediu-coniacian. Succesiunea litostratigrafică, caracterele stratonomice, precum şi compoziţia taxonomică a asociaţiilor de inocerami exclud posibilitatea unor condensări sau lacune

Fig. 1. — Biomicrit cu megasclere de spongieri, plăci și radiole de echinizi, globotruncane de tip *Globotruncana tricarinata* (Quereau) (? *Marginotruncana pseudolinneana* Pesanio). Orizontul calcarelor silicifiate cu inocerami ; conician ; dealul Bal-Bair.

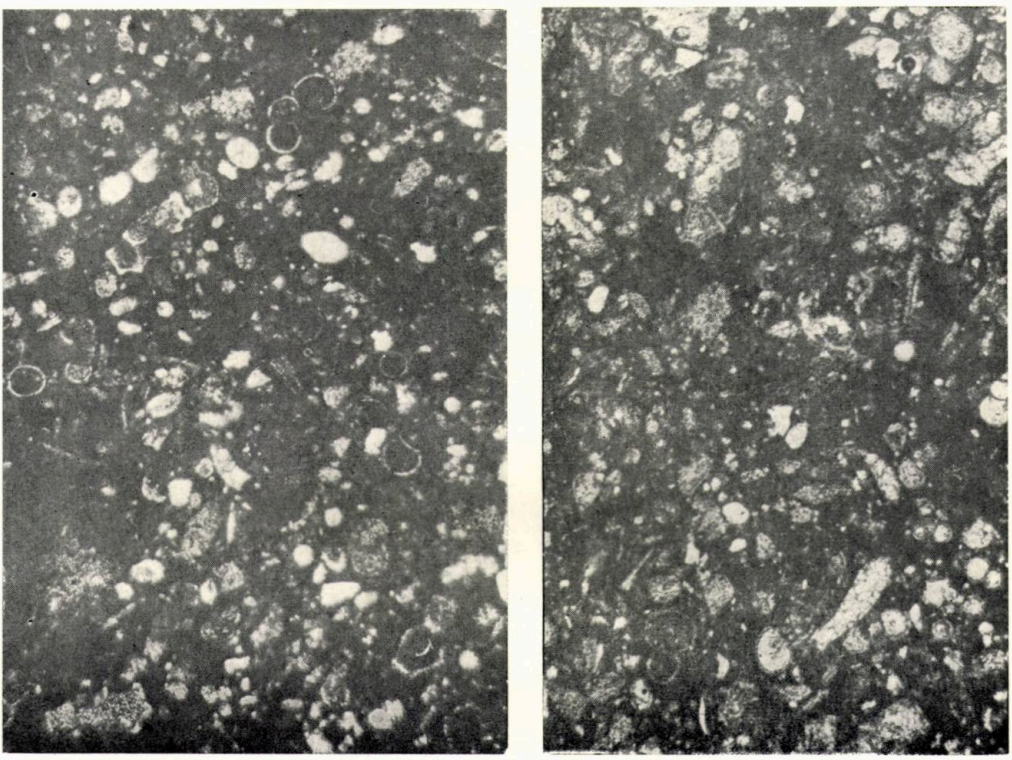


Fig. 2, 3. — Biomicrit cu globotruncane (? *Marginotruncana pseudolinneana* Pesanio), hedbergeline, *Pithonella ovalis* (Kaufmann).
Orizontul calcarelor silicifiate cu inocerami ; conician ; dealul Bal-Bair.

stratigrafice. Nu poate fi de asemenea invocată remanierea parțială a faunei, întrucît cochiliile de inocerami sînt de cele mai multe ori întregi, fără nici un indiciu de transport intraformațional.

Un fapt deosebit de important pentru precizarea vîrstei acestui orizont îl constituie prezența, chiar în nivelul fosilifer inferior al orizontului, a amonitului *Barroisiceras haberfellneri* Hauer pe care l-am întîlnit în cariera de lîngă Caugagia, specie citată dealtfel în același sector atît de G. Macovei (1934), cît și de O. Mirăuță și Elena Mirăuță (1964).

Menționăm că din nivelele inferioare ale aceluiași orizont am mai colectat și alte exemplare de *Barroisiceras*, precum și un exemplar de *Yabeiceras*.

Întrucît *Barroisiceras haberfellneri* este considerat indicator de zonă pentru coniacianul inferior, genul *Yabeiceras* fiind de asemenea caracteristic pentru coniacian, concluzia firească este că depozitele cu întreaga lor asociație faunistică aparțin coniacianului inferior. Prin urmare, trebuie admis că în Bazinul Babadag zona cu *Inoceramus schloenbachi* Böhm, cu întreaga asociație menționată aparține coniacianului inferior și nu turonianului superior cum se consideră în bazinele clasice din R.D. Germană.

Se pune întrebarea dacă decalajul biostratigrafic între R.D. Germană și Bazinul Babadag este real, în care caz explicația ar fi migrarea faunelor de inocerami din regiunile vestice către cele estice ale Europei, sau dacă zona cu *Inoceramus schloenbachi* se plasează și în R.D. Germană în coniacianul inferior. Pentru a doua alternativă pledează coexistența speciei *I. schloenbachi* Böhm cu *Peroniceras westfalicum* (Schlüt) în grabenul Neisse (Z. Radwanska, 1963), genul *Peroniceras* fiind unul dintre elementele cele mai caracteristice coniacianului, prezența lui în turonianul superior nefiind confirmată.

În ceea ce privește subspeciile lui *I. lamarcki* Park. și *I. ianequivalvis* Schlüt. care se întîlnesc de obicei într-un nivel stratigrafic inferior zonei cu *I. schloenbachi*, ele trebuie considerate ca relicte în asociația de la Caugagia.

În privința problemei limitei turonian-coniacian, menționăm că sectorul cercetat nu oferă suficiente informații, întrucît depozitele situate sub nivelul cu *B. haberfellneri* nu conțin macrofaună. Pînă la obținerea unor date mai exacte, plasăm această limită chiar la baza primului nivel fosilifer cu *Barroisiceras haberfellneri* Hauer.

În ceea ce privește datele microfaciale *Globotruncana linneana* (d' Orb.), în a cărei sinonime intră, după unii autori, și *G. tricarinata* (Quereau), este cunoscută începînd cu santonianul superior (B. Porthault, 1974). Această specie este foarte asemănătoare cu *Marginotruncana pseudolinneana* Pesanio (cunoscută în coniacian), distincția putîndu-se face doar pe baza poziției aperturii primare, caracter imposibil de sesizat în secțiuni subțiri.

În contextul biostratigrafic al faunelor de inocerami din zona Caugagia—Baia, este probabil ca „globotruncanele" din orizontul calcarelor silicifiate cu inocerami să aparțină speciei *M. pseudolinneana* Pesanio.

Depozitele fosilifere de la Caugagia (dealul Bal-Bair) trec spre partea lor superioară la calcare grezoase gălbui în plăci, cu numeroase concre-

ţiuni silicioase. În aceste depozite resturile organice sînt foarte rare. Către interiorul bazinului aceste depozite trec lateral la calcare şi marnocalcare gălbui în strate centimetrice, cu accidente silicioase, ce apar deschise în cîteva cariere situate între Baia şi Ceamurlia de Jos. În cartierele situate chiar lîngă şoseaua naţională Constanţa — Tulcea (fig. 1, pct. fosil.4) a fost identificată de O. Mirăuţă şi Elena Mirăuţă (1964), apoi de L. Szàsz şi A. Lăcătuşu (1974) o faună de amoniţi ce cuprinde speciile : *Peroniceras tridorsatum* Schlüter, *P. moureti* Gross. (= *P. l'epeei* Fallot (O. Mirăuţă, Elena Mirăuţă, 1964), *P. czoernigi* (Redtenbacher), *Eupachydiscus sayni* Gross., *Nowakites carezi* Gross.

Într-o carieră situată mai la est (fig. 1, pct. fosil. 5), aproximativ din acelaşi nivel stratigrafic (judecînd după existenţa fragmentelor de *Peroniceras*), provin inocerami de talie mare, dintre care am identificat : *I. (Platyceramus) mantelli mantelli* Mercey şi *I.* (*Pl.*) *mantelli beyenburgi* Seitz.

Asociaţiile citate sînt caracteristice pentru coniacian, ele plasîndu-se peste asociaţia cu *Barroisiceras haberfellneri* şi *Inoceramus schloenbachi*.

Prin urmare în coniacianul din sectorul Caugagia pot fi recunoscute două biozone succesive :

1. zona cu *Barroisiceras haberfellneri* şi *Inoceramus schloenbachi* ;
2. zona cu *Peroniceras moureti* şi *Inoceramus*(*Pl.*) *mantelli*.

Rezultă clar că în Bazinul Babadag apariţia speciei *I. mantelli* nu marchează baza coniacianului, aşa cum consideră O. Seitz (1962) şi K. A. Tröger (1971) pentru R.D. Germană, biozona cu specia respectivă fiind situată peste cea cu *Barroisiceras haberfellneri*, ca zonă superioară a coniacianului inferior.

Existenţa unor nivele mai recente ale coniacianului nu este confirmată pînă în prezent prin argumente paleontologice concludente.

THE BIOSTRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF THE INOCERAMUS FAUNA FROM CAUGAGIA (BABADAG BASIN, NORTHERN DOBROGEA)

SUMMARY

The Upper Cretaceous deposits from Caugagia-Baia region (Babadag basin, Northern Dobrogea) are mainly represented by detrital siliceous limestones that are interbedded with marls. Two successive biozones were recognized within the lithological column : the first one with *Barrioisiceras haberfellneri* Hauer and *Inoceramus schloenbachi* Böhm, the second one with *Peroniceras maureti* Gross. and *Inoceramus mantelli* Mercey. The biostratigraphic significance of the *Inoceramus schloenbachi* assemblage is debated in the paper, concluding that this assemblage belongs to the Lower Coniacian and not to the Upper Turonian, as it is considered especially by the German authors (Seitz, 1969 ; Tröger, 1967, 1971). It is also demonstrated that the occurrence of *Inoceramus mantelli* is not marking the Lowermost Coniacian, this species with its several subspecies being characteristic of the second biozone of the Lower Coniacian.

BIBLIOGRAFIE

ANASTASIU V. (1898), *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea, Terrains secondaires,* Thèse Paris.

ANDERT H. (1934), *Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschen III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien,* Abh., preuss. geol. L.A., N.F., **159** Berlin.

MACOVEI G., ATANASIU I. (1934), *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé* An. Inst. Géol. Roum., **XVI.**

MATSUMOTO T. (1959), *Zonation of the Upper Cretaceous in Japan,* Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D. Geology, **9.***2*, Fukuoka.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. (1964), *Cretacicul superior și fundamental bazinului Babadag (Dobrogea),* An. Com. geol., **XXXIII.**

PETERS K. (1867), *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha,* Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien.

PERTHAULT B. (1974), *Le crétacé supérieur de la „Fosse Vocontienne" et des régions limitrophes (France sud-est),* Thèse 1 Univ. Claude Bernard, Lyon.

RADWANSKA Z. (1963), *Die Grenze zwischen dem Turon und Coniac in der innersudetischen Mulde und dem Neissegraben,* Ber. geol. Ges. D.D.R., **8,** *2,* Berlin.

SEITZ O. (1959), *Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen,* Congr. géol. internat. Mexico XX. Crétacé (1956), Ciudad de Mexico.

— (1962), *Über Inoceramus (Platyceramus) mantelli MERCEY (BARBOIS) aus dem Coniac und die Frage des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen* Geol. Jb. **79,** Hannover.

SIMIONESCU I. (1910), *Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Başchioi,* Ann. Inst. Géol. Roum., **3**

— (1914), *Le Néocrétacé de Babadag,* Bull. Sect. Sc. Acad. Roum., **2.**

SZÀSZ L., LĂCĂTUȘU A. (1974), *Contribuții la studiul amoniților din Neocretacicul bazinului Babadag (Dobrogea de nord),* D.S. Inst. geol., **LX,** *3.*

TOULA F. (1893), *Eine geologische Reise in die Dobrudsche,* Schrif. d. Ver. f. Verb. Naturw, **33,** Wien.

TRÖGER K. A. (1967), *Zur Paläontologie, Biostratigraphie und fazielle Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon)* Teil I, *Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropos.* Teil II. (1969), *Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland (subherzyne Kreide) und dem Ohm-Gebirge,* Abh. Staatl. Mus. Mineral Geol., **12** (1967), **13** (1969) Dresden.

— (1971), *Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BRD)* Freib. Forsch. —H. C. 298 Leipzig.

Primit în redacție la
3 aprilie 1978

Institutul de geologie și geofizică,
Universitatea București, Facultatea de geologie-geografie și I.F.L.G.S.

REPREZENTANȚI AI GENULUI *CARDIUM (CERASTODERMA)* ÎN DEPOZITELE KERSONIENE DE PE VALEA CAȘINULUI (JUDEȚUL BACĂU)

DE

ILIE HUICĂ

Cu ocazia efectuării unor cercetări geologice în zona Mănăstirea Caşin, judeţul Bacău[1], am identificat în depozitele kersoniene de pe malul drept al văii Caşinului (fig. 1) o faună în care se găsesc două specii aparţinînd genului *Cardium (Cerastoderma)*.

Depozitele kersoniene aparţin zonei externe a avantfosei Carpaţilor Orientali, încadrîndu-se în monoclinul sarmato-pliocen situat la exteriorul dislocaţiei Caşin—Bisoca.

Coloana stratigrafică în care este cantonată fauna cu cardiacee prezintă următoarea succesiune litostratigrafică de amănunt (fig. 2):

— 0,50 m marnă vînătă cu *Unio* sp.;
— 0,60 m marnă gălbuie — maronie;
— 0,40 m marnă vînătă cu *Buccinum* ex gr. *corbianum* d'Orb. şi *Unio* sp.
— 0,10 m marnă negricioasă, cărbunoasă, limonitică;
— 0,60 m marnă negricioasă;
— 1,00 m nisip cenuşiu cu stratificaţie foarte fină, cu zone lenticulare de nisipuri roşcate, limonitice;
— 0,70 m marnă vineţie;
— 0,30 m marnă gălbuie-vineţie;
— 0,50 m nisip cenuşiu cu stratificaţie foarte fină;
— 0,40 m marnă gălbuie-vineţie;
— 0,20 m nisip cenuşiu şi nisip gălbui;
— 1,00 m marnă gălbuie şi marnă violacee cu *Planorbis* sp.;
— 0,20 m nisip marnos, cenuşiu;
— 0,30 m marnă cenuşie;
— 0,70 m nisip gălbui cu zone mai cimentate, lenticulare;
— 0,30 m nisip cenuşiu, fin, gălbui;
— 3,00 m marnă cenuşie şi marnă gălbuie, nisipoasă;
— 1,00 m marnă negricioasă cu rare forme de *Unio* sp.;
— 2,00 m marnă cenuşiu-negricioasă, cu o separaţie dură de marno-calcar la partea superioară, de 0,20 m grosime;
— 2,00 m marnă vineţie şi marnă negricioasă, fin micafere, cu un lumaşel de 10 cm grosime, situat în partea mediană a stratului, alcătuit din marne şi cardiacee mici; formele fosile sînt reprezentate prin: *Cardium (Cerastoderma) praefischerianum* Koles., *Cardium (Cerastoderma) nefandum* Koles., *Mactra orbiculata buzoiensis* Sim., *Mactra rostrata* Macar., *Mactra caspia sinzowi* Pavl.

[1] Ilie Huică, Constanţa Manea (1974) Raport, arh. I.G.P.S.M.S.

Din marnele vineţii şi marnele verzui în care este situat lumaşelul cu mactre şi cardiacee, C o n s t a n ţ a M a n e a a determinat următoarea microfaună : *Rhabdamina abysorum* M. Sars., *Semseya lamellata* Franzenau,

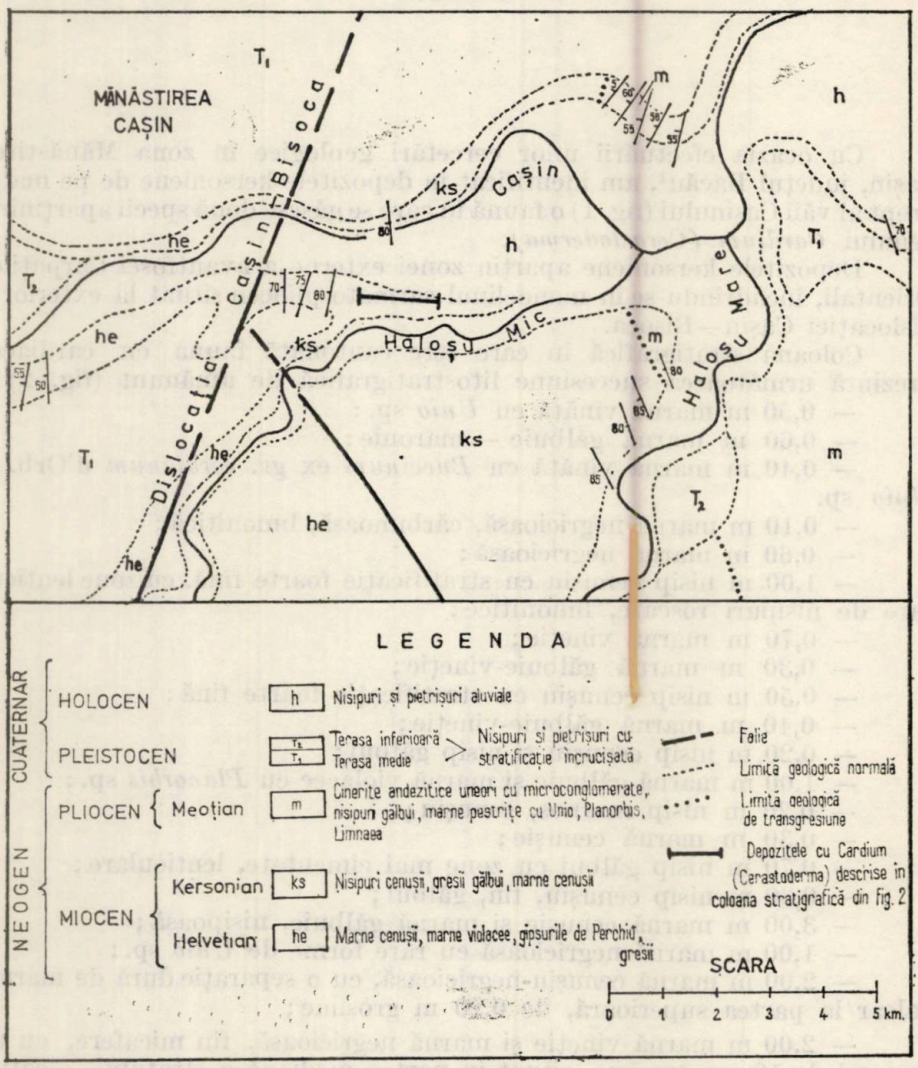


Fig. 1. — Schiţa geologică a regiunii Mănăstirea Caşin cu amplasarea punctului fosilifer (după harta Institutului de geologie şi geofizică, scara 1 : 200 000, foaia Bacău).

Cornuspira sp., *Valvata simplex* Fuchs, *Valvata moesiensis* Jekelius, *Prionocypris marginata* Schneider, *Cyprideis paunonica* Mehes, *Cyprideis pannonica tuberculata* Reuss, *Loxochoncha velata* Stancova, *Leptocythere* sp., fructificaţii de *Chara* ;

— 2,00 marnă pestriţă cu concreţiuni grezoase ;

— 0,40 m marnă negricioasă;
— 1,60 m nisip marnos, albicios;
— 2,00 m marnă cenuşie şi marnă maronie cu un lumaşel de 5 cm, situat în partea mediană a stratului alcătuit din mactre aparţinînd speci-

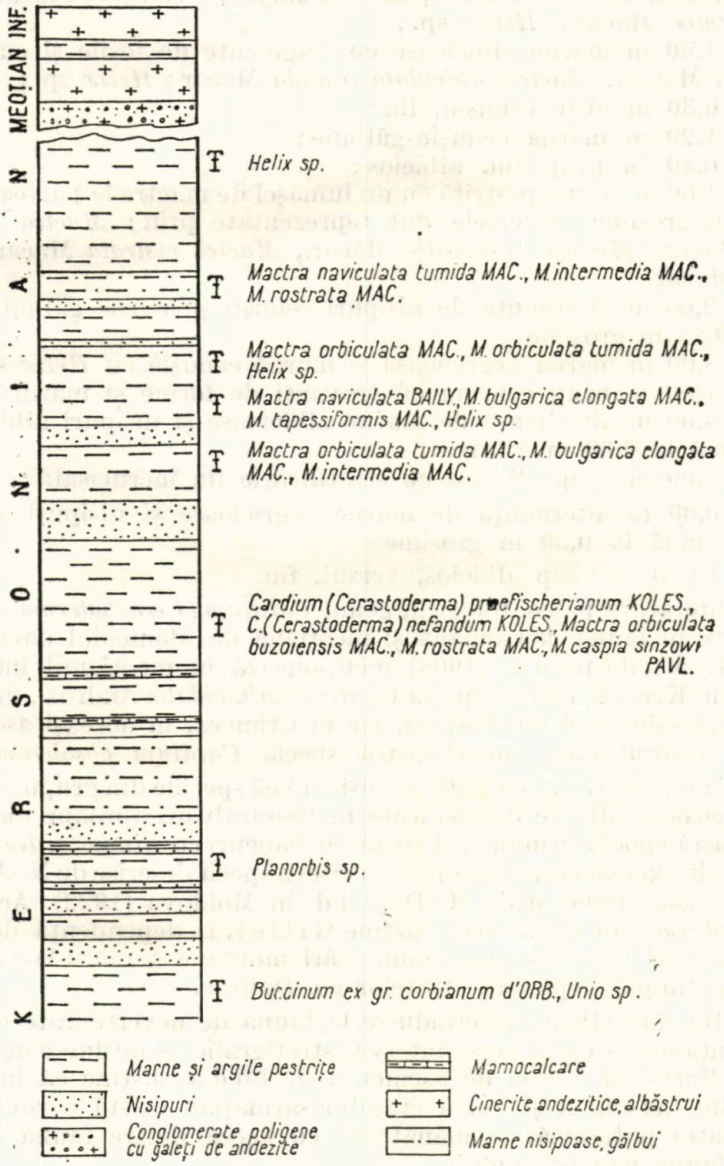

MEOŢIAN INF.
KERSONIAN
Helix sp.
Mactra naviculata tumida MAC., M. intermedia MAC., M. rostrata MAC.
Mactra orbiculata MAC., M. orbiculata tumida MAC., Helix sp.
Mactra naviculata BAILY, M. bulgarica elongata MAC., M. tapessiformis MAC., Helix sp.
Mactra orbiculata tumida MAC., M. bulgarica elongata MAC., M. intermedia MAC.
Cardium (Cerastoderma) praefischerianum KOLES., C. (Cerastoderma) nefandum KOLES., Mactra orbiculata buzoiensis MAC., M. rostrata MAC., M. caspia sinzowi PAVL.
Planorbis sp.
Buccinum ex gr. corbianum d'ORB., Unio sp.
Marne şi argile pestriţe
Nisipuri
Conglomerate poligene cu galeţi de andezite
Marnocalcare
Cinerite andezitice, albăstrui
Marne nisipoase, gălbui

Fig. 2. — Coloana stratigrafică a depozitelor kersoniene cu *Cardium (Cerastoderma)* situate pe dreapta văii Caşinului în aval de Mănăstirea Caşin (judeţul Bacău).

ilor : *Mactra orbiculata tumida* Macar., *Mactra bulgarica elongata* Macar., *Mactra intermedia* Macar. ;

— 0,80 m nisip cenuşiu cu intercalaţii lenticulare de marne ;

— 2,00 m marnă cenuşiu-verzuie cu o intercalaţie lumaşelică de 0,20 m, situată în partea mediană a stratului, alcătuită din următoarele specii : *Mactra naviculata* Baily, *Mactra bulgarica elongata* Macar., *Mactra tapessiformis* Macar., *Helix* sp. ;

— 1,00 m marne albicioase cu fragmente de fosile şi cu : *Mactra orbiculata* Macar., *Mactra orbiculata tumida* Macar ; *Helix* sp. ;

— 0,30 m nisip cenuşiu, fin ;

— 1,20 m marnă cenuşiu-gălbuie ;

— 0,40 m nisip fin, albicios ;

— 1,00 m marnă pestriţă cu un lumaşel de mactre la partea mediană, de 12 cm grosime ; mactrele sînt reprezentate prin : *Mactra orbiculata tumida* Macar., *Mactra intermedia* Macar., *Mactra rostrata* Macar., *Mactra seducta* Macar.

— 2,00 m alternanţă de nisipuri cenuşii şi marne gălbui în strate pînă la 0,25 m grosime ;

— 8,00 m marnă negricioasă şi marnă cenuşie cu *Helix* sp. ;

— 1,00 m nisip cenuşiu cu trovanţi de forme şi mărimi variate ;

— 6,00 m alternanţă de marne albicioase şi nisipuri albicioase, în strate pînă la 0,30 m grosime ;

— 8,00 m nisip albicios cu stratificaţie fin încrucişată ;

—10,00 m alternanţă de marne negricioase şi nisipuri albicioase, în strate pînă la 0,30 m grosime ;

— 10,00 m nisip albicios, verzui, fin.

În literatura paleontologică, genul *Cardium (Cerastoderma)* se citează foarte rare în fauna kersoniană şi meoţiană din domeniul dacic-euxinic. Astfel, N. Andrusov (1906) menţionează în meoţianul inferior din peninsulele Kerci şi Taman specia *Cardium mithridatis* Andrus., în asociaţie cu o faună salmastră cu *Dosinia*, iar în Crimeea, în aceeaşi asociaţie cu *Dosinia*, autorul citat menţionează specia *Cardium obsoletum* Eichw.

Suzette Gillet (1938) consideră că speciile din grupul *Limnocardium obsoletum*, atît de diversificate în bessarabian, aproape au dispărut după această epocă, citîndu-se doar rarele bancuri cu *Limnocardium pseudoobsoletum* din kersonianul de la Balcic, cîteva specii descrise de N. Andrusov în Rusia (1906) şi de M. David în Moldova (1922). Aceste mici *Limnocardium* s-au diferenţiat, susţine Gillet, în dependenţă de formele mediteraneene, datorită unei comunicări montane a mării-lac cu Marea Tethis, în timpul depunerii stratelor cu *Dosinia*.

J. Boda (1959), referindu-se la fauna de nevertebrate din kersonian, menţionează că în acest interval stratigrafic se întîlnesc numai două genuri : *Mactra* şi *Solen* ; de asemenea J. Boda susţine că între fauna subetajului kersonian şi cea a etajului sarmaţian există o ruptură (discontinuitate) puternică, asemănătoare cu aceea dintre fauna sarmaţianului şi fauna pannonianului.

M. Chiriac (1960), referindu-se la macrofauna sarmaţianului superior din Dobrogea, precizează că aceasta se caracterizează prin absenţa genului *Cardium* şi printr-o dezvoltare a genului *Mactra*.

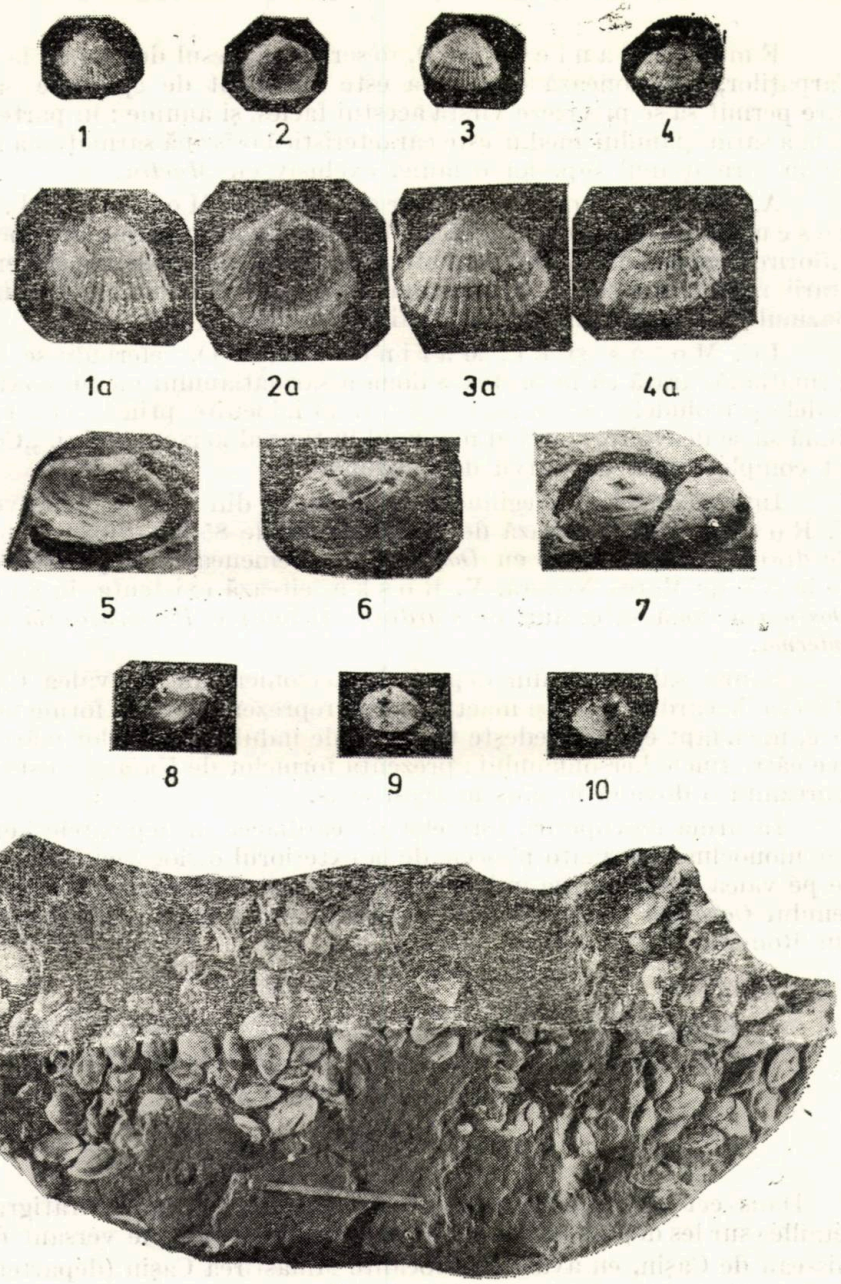


Fig. 1, 2, 3 (× 1); 1a, 2a, 3a (× 2) — *Cardium (Cerastoderma) nefandum* Kolesn.
Fig. 4 (× 1); 4a (× 2) — *Cardium (Cerastoderma) praefischerianum* Kolesn.
Fig. 5, 6, 7 (× 1) — *Mactra naviculata* Baily.
Fig. 8 (× 1,5) — *Mactra orbiculata buzoiensis* Macarovici.
Fig. 9 (× 1,5) — *Mactra rostrata* Macarovici.
Fig. 10 (× 1,5) — *Mactra caspia sinzowi* Pavl.
Fig. 11 (× 1) — Lumaşel cu mactre.

Emilia Saulea (1965), descriind faciesul deltaic de la curbura Carpaţilor, menţionează că acesta este întrerupt de episoade salmastre care permit să se precizeze vîrsta acestui facies, şi anume : în partea terminală a sarmaţianului mediu este caracteristică o faună sarmaţiană sărăcită, iar în sarmaţianul superior o faună exclusiv cu *Mactra*.

A.G. Eberzin, N. Macarovici, I.C. Motaş şi Fl. Marinescu (1966) menţionează că în bessarabianul superior are loc ultima înflorire a cardiidelor de tip sarmatic care regresează puternic în kersonian ; „rarii reprezentanţi din kersonianul Bazinului Euxinic nu se cunosc în Bazinul Dacic. Aceştia nu par să fi dat urmaşi în meoţian".

I.C. Motaş şi Fl. Marinescu (1971), referindu-se la fauna sarmaţiană, arată că în partea a doua a sarmaţianului mediu euxinic, cardiidele şi trohidele sînt în regresiune, fiind înlocuite prin mactre care continuă să se dezvolte, marcînd maximul în timpul kersonianului. „Ce niveau est complétement dépourvu de Cardiidés".

Într-un foraj din regiunea Vilk Kilinsk din R.S.S. Moldovenească, V. Roşka (1973) citează de la adîncimea de 85,90—86,30 m forma de *Cardium* sp. din stratele cu *Dosinia* ; de asemenea, în depozitele meotice de la NV de Marea Neagră, V. Roşka citează existenţa în stratele cu *Dosinia* a două subgenuri de *Cardium*, şi anume *Parvicardium* şi *Cerastoderma*.

Fauna salmastră din depozitele kersoniene de pe valea Caşinului, atît cea de cardiacee, cît şi mactrele, este reprezentată prin forme nedezvoltate, mici, fapt care dovedeşte tendinţa de îndulcire a apelor mării sarmatice către finele kersonianului ; prezenţa formelor de *Unio* şi a ostracodelor reprezintă o dovadă în plus în acest sens.

În urma descoperirii formelor de cardiacee în depozitele kersoniene din monoclinul sarmato-pliocen de la exteriorul dislocaţiei Caşin—Bisoca de pe valea Caşinului, se îmbogăţeşte inventarul paleontologic al speciilor genului *Cardium (Cerastoderma)* existente în depozitele postbessarabiene din România.

REPRÉSENTANTS DU GENRE *CARDIUM (CERASTODERMA)* DANS LES DÉPÔTS KERSONIENS DE LA VALLÉE DU CAŞIN (DÉPARTEMENT DE BACĂU)

RÉSUMÉ

Dans cet ouvrage on présente une colonne lithobiostratigraphique détaillée sur les dépôts kersoniens qui se trouvent dans le versant droit du ruisseau de Caşin, en aval de la localité Mînăstirea Caşin (département de Bacău), dépôts dans lesquels a été découverte une faune qui contient deux espèces de *Cardium (Cerastoderma)* inconnues jusqu'à présent au Kersonien.

Les auteurs analysent l'apport des divers chercheurs qui ont étudié le problème de la persistance du genre *Cardium (Cerastoderma)* dans les dépôts postbessarabiens. Il est précisé que la faune des cardiacées, ainsi que celle de mactres, est représentés par des formes naniques, ce qui dé-

montre la tendance d'adoucissement des eaux de la mer sarmatique vers la fin du Kersonien ; la présence de *Unio* constitue également une preuve en ce sens.

BIBLIOGRAFIE

ANDRUSOV N. (1906), *Die südrussische Neogenablagerungen*, **IV**, Mäeotische Stufe, Petersburg.

BODA J. (1959), *Etajul sarmațian din Ungaria și fauna lui de nevertebrate*, Mag. ál. föld. évkön., **LXVII**, *3*, Budapest.

CHIRIAC M. (1960), *Notă asupra depozitelor sarmațiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., **X**, *7*,.

EBERZIN A.G., MACAROVICI N., MOTĂȘ I.C. MARINESCU F. (1966), *Afinități pannonice și euxinice ale neogenului superior din bazinul dacic*, St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geol., **11**, *2*.

KOJUMDGIEVA EMILIA (1969), *Les fossiles de Bulgaria*, **VIII**, Sarmatien, Acad. Bulg. Sci. Sofia.

MACAROVICI N. (1944), *Sur les mactres du sarmatien supérieur dans la vallée de Cuciurgan*, An. Sci. l'Univ. de Iassy, **XXX**, *2*, fasc 1—2, Iași.

—(1955), *Cercetări geologice în sarmațianul Podișului Moldovenesc*, An. Com. geol., **XXVIII**.

MOTĂȘ I., MARINESCU FL. (1971), *L'évolution et les subdivisions du sarmatien dans le bassin dacique*, Föld. Közl., **101**, *2—3*, Budapest.

SAULEA EMILIA (1965), *Contribution à la stratigraphie du miocène supérieur*, VIIe Congr. As. Géol. Carpato-Balcanique, Serie 2, Sofia

SIMIONESCU I. BARBU I. (1940), *La faune sarmatienne de Roumanie*, Inst. Géol. Roum., Mem., **III**.

ROȘKA V. (1973), *Moliuski Meotisa cevero-zapadnovo Pricernomoria*, Edit. Știința, Kișinău.

Primit în redacție la
16 mai 1977

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide

CÎTEVA PLANTE FOSILE DIN CRETACICUL SUPERIOR AL DOBROGEI

DE

RĂZVAN GIVULESCU, ALEXE LĂCĂTUȘU

Flora fosilă a Dobrogei, indiferent de perioada geologică la care ne referim, este practic necunoscută. Cunoaștem doar cîteva resturi din devonianul de la Mangalia și cîteva din cretacicul de la Babadag, fără însă a fi informați despre flora neozoicului.

Din cretacicul menționat au fost citate sau descrise :

1898 *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer — Marion și Laurent p. 5, Babadag ;

1965 *Sequoia reichensteini* Geinitz (= *Geinitzia cretacea* Endl.) și *Comptonia antiquum* Nils. — Liteanu și Gherghiu, p. 254, fig. 3, Bazinul Babadag.

Cu ocazia cercetărilor efectuate în cretacicul din regiunea Babadag, A. Lăcătușu a reușit să colecționeze în cariera C.F.R. Codru un interesant material de plante fosile pe care îl prezentăm în nota de față.

Plantele apar pe o gresie calcaroasă, fină, gălbui-albicioasă, sub forma unor impresiuni bine conservate tocmai datorită finețiii materialului.

Cît privește vîrsta gresiei în cauză, în 1964 O. Mirăuță și Elena Mirăuță atribuie aceste roci turonianului inferior pe baza faunei de inocerami, iar în 1965, E. Liteanu și C. Gheorghiu, seriei de Dolojman.

Din materialul colectat au putut fi determinate următoarele tipuri : *Geinitzia cretacea* Ung. (non Endl.), *Dryandra trifoliata* n. sp., *Myrtophyllum* („*Eucalyptus*") *geinitzi* Heer, *Myrtophyllum* („*Eucalyptus*") *angustum* (Velen.) Knobl.

Vom da o scurtă descriere a materialului determinat.

Geinitzia cretacea Ung. (non Endl.)

pl. I, fig. 4

Material : I.G., nr. P. 24 790.

Un număr de 2 fragmente de ramuri sterile ce sînt caracterizate prin prezența unor frunzulițe aciculare, dispuse foarte strîns, falciforme și prinse cu toată baza de ram. Lungimea lor este de 5—6 mm.

Discuții : Materialul nostru este întru totul identic cu materialul descris și figurat în literatură. *G. cretacea* este o formă comună a cretacicului superior din Europa, fiind cunoscută din regiunea Aachen, Belgia, Cehoslovacia. Se cunosc nu numai aspectele morfologice, ci și cele anatomice, epiderma ei fiind descrisă în 1975 de Fr. Nemejc și Z. Kvacek.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 23, NR. 2, P. 329—333, BUCUREȘTI, 1978

Cît privește situația din România, ea a fost citată sub denumirea de *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer pentru prima dată de R o t h (1885) din „Cenomanianul" văii Minișului (Gura Golumbului), apoi a fost figurată din Dobrogea în 1898 de A. F. M a r i o n și L. L a u r e n t de la Babadag (Suhat). În 1910, S c h r é t e r o recitează tot din valea Minișului, iar în 1965 E. L i t e a n u și C. G h e o r g h i u o citează și figurează sub denumirea ciudat modificată de *Sequoia reichensteini* Gein. (= *Geinitzia cretacea* Endl.) din forajul de la gara Codru, la sud de Babadag (la — 149—358, 7 m).

Nu avem deci pretenția că în acest caz prezentăm un material nou pentru flora Dobrogei, ci doar că descriem și mai ales figurăm acest material dintr-un afloriment bine precizat ca loc și vîrstă.

Dryandra trifoliata n. sp.

pl. I, fig. 1

Material: I. G., nr. P. 24 784

O singură impresiune ce prezintă frunze lungi mai mult sau mai puțin lineare, coriacee, cu lamina puternic incizată, în general pînă aproape de nervura mediană. Lobii rezultați sînt opuși, mai mult sau mai puțin neregulat dispuși, au forma triunghiulară neregulată, cu vîrful rotunjit și marginea întreagă, îngroșată. Dimensiuni păstrate: lungimi 70 mm, lățimi 10 mm. Nervura mediană groasă (în jur de 1 mm); din ea se observă cu greu pornind în lobi 1—3 nervuri secundare, ce ies sub unghiuri variind între 35 și 48°. Una din acestea se termină în vîrful lobului. Frunzele sînt dispuse cîte trei pe un pețiol gros, lung de 20 mm.

Discuții: Sîntem în prezența unui material a cărui apartenență generică a fost foarte greu de soluționat. Cercetarea materialului de ierbar, precum și prețioasele sugestii ale T.N. B a i k o v s k a i a[1] ne-au arătat că materialul în cauză se apropie cel mai mult de genul *Dryandra* R. Br., gen rar citat în literatura paleobotanică a cretacicului. Într-adevăr nu cunoaștem decît pe *D. cretacea* Velen. și *D. bayeri* Velen. & Vinikl., ambele din cenomanianul R.S. Cehoslovace, dar care nu se aseamănă cu materialul nostru. În consecință, vom considera materialul prezentat ca o specie nouă:

Dryandra trifoliata n. sp.

Holotypus nr. P. 24 784, Sammlung des Geologischen Institutes București, T. I. Abb. 1.

Derivatio nominis: *trifoliata* = dreiblättrig.

Locus typicus: Babadag, Steinbruch Codru (Dobrogea).

Stratum typicum: unteres Turon.

Diagnose: lange, lineal, lanzettförmige lederige Blätter die bis zum Hauptnerven eingeschnitten sind. Lappen unregelmässig dreieckig mit abgerundeter Spitze und dickem Rand. Dicker Hauptnerv aus dem in die Lappen 1—3 sehr dünne Seitennerven laufen. Die Blätter sitzen zu dritt an einem dicken, 20 mm langen, Stiel.

[1] De la Institutul de botanică Komarov din Leningrad, căreia îi exprimăm și pe această cale viile noastre mulțumiri.

Cercetarea materialului de ierbar pe de o parte de la Institutul Komarov din Leningrad, pe de altă parte de la Institutul botanic al Universității din Cluj-Napoca, a arătat că numai *Dryandra foliolata* R. Br. și eventual *D. formosa* R. Br. prezintă frunze asemănătoare cu cele descrise mai sus.

Myrtophyllum („Eucalyptus") geinitzi Heer

pl. I, fig. 3,5,6

Material : I. G., nr. P. 24 787—789.

Trei frunze de aspect eliptic sau eliptic slab obovat, cu baza cuneată și marginea întreagă. Vîrful nu s-a păstrat la nici una. Dimensiuni : 85 ? ×23, 105 ? ×21 și 73 ? × 18 mm. Nervura principală este foarte evidentă, nervurile secundare în schimb sînt foarte subțiri, numeroase, drepte și paralele. Ele ies sub unghiuri ascuțite, îndreptîndu-se spre marginea laminei, unde formează o anastomoză continuă sub forma a două benzi paralele cu marginea frunzei.

Discuții : Toate caracterele enumerate sînt cele ale taxonului *M.* („*Eucalyptus*") *geinitzi* de largă răspîndire în cretacicul superior din Europa centrală. Taxonul este nou pentru flora cretacică a R.S. România.

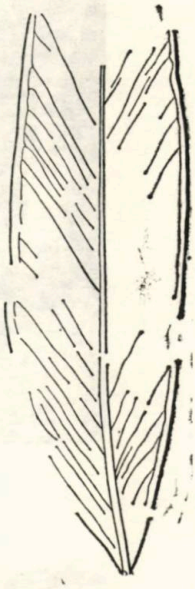


Fig. 1. — *Myrtophyllum* („*Eucalyptus*") *geinitzi*. Inv. nr. P. 24 787, Babadag.

Myrtophyllum („Eucalyptus") angustum (Velen.) Knobl.

pl. I, fig. 2

Material : I.G., nr. P. 24 785—786.

Două frunze, fragmente din jumătatea superioară, se deosebesc de specia precedentă prin dimensiunile foarte mari și prin aspectul puternic lanceolat. Dimensiuni : 125 ? ×19 mm, lungime probabilă peste 200 mm, apoi 100 ? ×20 mm.

Taxonul este de asemenea nou pentru flora cretacică a R.S. România.

QUELQUES PLANTES FOSSILES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA DOBROGEA

RÉSUMÉ

On décrit du Crétacé supérieur (Turonien inférieur) de Babadag — nord de la Dobrogea — les plantes fossiles suivantes :

Geinitzia cretacea Ung. (non Endl.)

Dryandra trifoliata n. sp.

Myrtophyllum (« *Eucalyptus* ») *geinitzi* Heer

Myrtophyllum (« *Eucalyptus* ») *angustum* (Velen.) Knobl.

A l'exception de la première, les trois autres représentent des taxons nouveaux pour la flore fossile de Dobrogea et de la Roumanie.

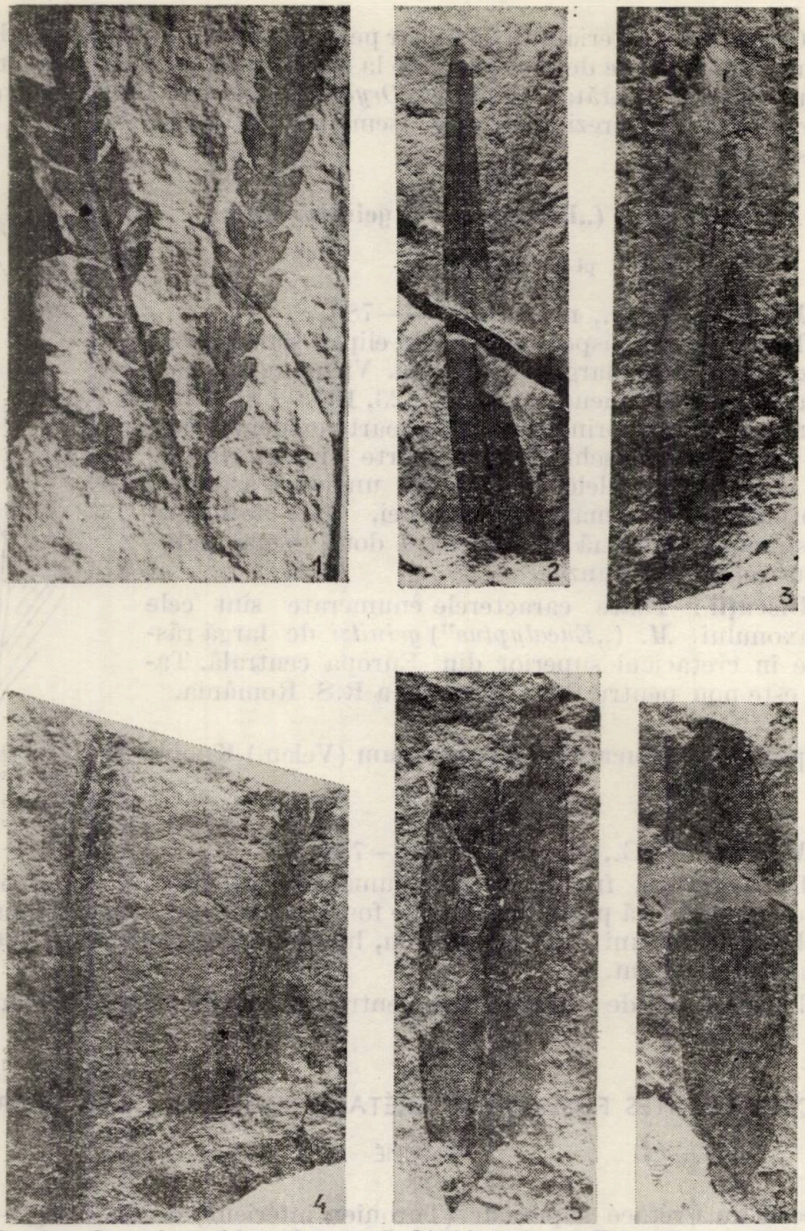


Fig. 1. — *Dryandra trifoliata.* Inv. nr. P. 24 784. 1 : 1, sud Babadag, gara Codru (turonian).
Fig. 2. — *Myrtophyllum* (,,*Eucalyptus*'') *angustum.* Lungimea fragmentului 125 mm. Inv. nr. P. 24 785, Babadag (turonian).
Fig. 3. — *Myrtophyllum* (,,*Eucalyptus*'') *geinitzi.* Lungimea fragmentului 105 mm. Inv. nr. P. 24 788, Babadag (turonian).
Fig. 4. — *Geinitzia cretacea* Inv. nr. P. 24 790. 1 : 1, Babadag, gara Codru (turonian).
Fig. 5. — *Myrtophyllum* (,,*Eucalyptus*'') *geinitzi.* Inv. nr. P. 24 787. 1 : 1.
Fig. 6. — Idem, Inv. nr. P. 24 789. 1 : 1, Babadag (turonian).

BIBLIOGRAFIE

LITEANU E., GHEORGHIU C. (1965), *Date noi care rezultă din studiul carotelor obținute din unele foraje hidrogeologice executate în Dobrogea de nord și Delta Dunării*, Com. geol., **3**.

MARION A.F., LAURENT L. (1898), *Examen d'une collection de plantes fossiles de Roumanie*, An. Muz. geol. paleont., București.

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA (1964), *Cretacicul superior și fundamentul Bazinului Babadag (Dobrogea)*, An. Com. geol., **XXXIII**.

NEMEJC Fr., KVACEK Z. (1975), *Senonian plants macrofossils from the region of Zliv and Hluboka (near Ceske Budejovice) in South Bohemia*, Universita Karlova, Praha.

SEMAKA Al., GIVULESCU R. (1965), *Flora fossilis Rumana. Catalogus genera et species plantarum*, Palaeontogr., **116**, Stuttgart.

VELENOVSKY J. (1881—1885), *Die Flora der böhmischen Kreideformation*, **I—IV**, Beitr. Paläont, Geol. Österr. Ung. Orients. 2,3,4,5. Wien.

VELENOVSKY J., VINIKLAR L. (1926—1931), *Flora cretacea Bohemiae*, **I—IV**, Rozpr. stat, geol. ust. CSR. i, 2, 3, 5, Praha.

Primit în redacție la
8 februarie 1978

Institutul de învățământ superior
Baia Mare

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea acelorași date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu G. M u r g o c i, 1961). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Comitetului de redacţie.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

V. IANOVICI, M. BORCOȘ, M. BLEAHU, D. PATRULIUS, M. LUPU, R. DUMITRESCU, H. SAVU, 1976, **Geologia Munților Apuseni**, 632 p., 176 fig., 22 pl., 1 hartă color, 60 lei.

ION PETREUȘ, **Pirita sedimentară**, 1976, 134 p., 50 fig., 10 pl., 11 lei.

MIHAI BĂLAN, **Mineralogia zăcămintelor manganifere de la Iacobeni**, 1976, 123 p., 18 fig., 52 pl., 13,50 lei.

MIHAI CIOBANU, **Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamț**, 1977, 159 p., 77 fig., 48 pl., 22 lei.

* * * Sub red. S. Ștefănescu, G. Murgeanu, V. Mihăilescu, **Istoria științelor în România. Geologia. Geofizica. Geodezia. Geografia**, 1977, 324 p., 15 lei.

FLORIAN MARINESCU, **Stratigrafia neogenului din vestul Bazinului Dacic**, 1978, 156 p., 34 fig., 6 pl., 17 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 23, Nr. 2, p. 167—334, București, 1978

I. P. „Informația" c. 413

43 824

Lei 40.

1978 NOV 17